

**Zur Stratigraphie und tektonischen Stellung
der Nahr el Kebir Ash-Shemali-Bruchmulde
(NW-Syrien)**

von

A. K. Gassim El Abdel Karim

aus

Deir Ez-Zor/Syrien

Digitized by the Internet Archive
in 2026

Zur Stratigraphie und tektonischen Stellung der Nahr el Kebir Ash-Shemali-Bruchmulde (NW-Syrien)

Der Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg

zur

Erlangung des Doktorgrades

vorgelegt

von

A. K. Gassim El Abdel Karim

aus

Deir Ez-Zor/Syrien

Als Dissertation genehmigt von der
Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Erlangen-Nürnberg

Zur Spezialgeologie und tektonischen Stellung
der Main- und Kelt- und Spemal-Bruchstücke
(NW-Süd)

Der Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg
zur
Erlangung des Doktorgrades



Tag der mündlichen Prüfung: 29. November 1972

Dekan: Prof. Dr. W. Heumann

Erstberichterstatter: Prof. Dr. W. Schwan

Zweitberichterstatter: Prof. Dr. F. Birzer

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort	1
Geographischer Überblick	1
Bisherige Arbeiten und Arbeitsmethodik	3
1. <u>Stratigraphie</u>	3
1. 1. <u>Kreide</u>	3
1.1.1. Unterkreide	3
1.1.2. Oberkreide	4
1.1.2.1. Cenoman-Turon	4
1.1.2.2. Senon	6
1.1.2.2.1. Coniac, Santon und Campan	6
1.1.2.2.2. Maastricht	6
1.1.2.2.3. Ophiolit-Formation des Maastrichts	8
1.1.2.2.4. Verbreitung und Ausbildung der Fremdblöcke	10
1.1.2.3. Dan	12
1.2. <u>Paläogen</u>	12
1.2.1. Paläozän bis Untereozän	12
1.2.2. Mitteleozän	13
1.2.3. Obereozän und Oligozän	15
1.3. <u>Neogen</u>	15
1.3.1. Untermiozän	15
1.3.1.1. Aquitan	15
1.3.1.2. Burdigal	16
1.3.2. Mittelmiozän	18
1.3.2.1. Helvet-Torton	18
1.3.2.2. Übergangszone Mittel-/Obermiozän	20
1.3.3. Obermiozän	20
1.3.4. Pliozän	20
1.4. <u>Quartär</u>	21

	Seite
1.4.1. Unter- und Mittelquartär	21
1.4.2. Oberquartär	21
1.4.3. Rezente Ablagerungen	21
2. <u>Tektonik</u>	22
2.1. <u>Regionaler Überblick und bisherige Deutungen</u>	22
2.2. <u>Überblick über die orogene und epirogene</u>	23
<u>Entwicklung</u>	
2.3. <u>Tektonisches Inventar</u>	27
2.3.1. Schichtung und Schichtenverbiegungen	27
2.3.2. Störungen	31
2.3.2.1. Präpaläogene Störungen	31
2.3.2.2. Präpliozäne Störungen	31
2.3.2.3. Postpliozäne Störungen	36
2.3.3. Klüftung	36
3. <u>Ökonomische Geologie (Asphalt und H₂S-haltige</u>	39
<u>Wässer)</u>	
4. <u>Zur Frage der Erdölmuttergesteine</u>	39
5. <u>Zusammenfassung</u>	41
6. <u>Literaturverzeichnis</u>	43

Vorwort

Durch die freundliche Vermittlung meines hochverehrten Lehrers, Herrn Professor Dr. W. SCHWAN, kartierte ich im Auftrag der Syrischen National Erdölgesellschaft die Nahr el Kebir-Depression.

Herrn Prof. Dr. W. SCHWAN bin ich für die freundliche Überlassung des Themas und wertvolle wissenschaftliche Anregungen sehr zu Dank verpflichtet. Herrn Prof. Dr. DUBERTRET danke ich für einige Hinweise bei Geländebegehungen und Gesprächen. Diskussionen mit Herrn Dr. PONIKAROV, der sich im Frühjahr 1969 in Syrien aufhielt, waren für mich sehr wertvoll.

Mikropaläontologische-Untersuchungen erfolgten in den paläontologischen Abteilungen der Erdölgesellschaft und des Direktorats für geologische Untersuchung und Mineralvorräte.

Geographischer Überblick

Das kartierte Gebiet (ca. 650 km²) gehört geographisch zum östlichen Gebirgsrahmen des Mittelmeeres. Im N bildet die Staatsgrenze zur Türkei, im E der Dj. Al Nusseiriyeh, im S und SW das Mittelmeer und im W das Bassit-Hochland die Begrenzung (Taf. 1).

Morphologisch läßt sich das Untersuchungsgebiet in drei Einheiten gliedern:

1. Im W bildet das Bassit-Hochland ein morphologisch stark gegliedertes Bergland mit maximaler Erhebung von 1127 m. Nach W und SW ist eine allmähliche Abdachung zum Mittelmeer vorhanden.
2. Im E ist der Halbhorst Dj. Al Nusseiriyeh ein im E-Teil hochgestellter Block mit flacher Abdachung nach W.
3. Zwischen den beiden genannten Einheiten liegt das Drainage-System des Nahr el Kebir-Flusses. Im NE-Teil dieses Gebietes haben NE-SW bzw. N-S verlaufende Flüsse in weichen miozänen Mergeln und Schluffen ein stark gegliedertes Relief geschaffen. Die mittleren Höhenunterschiede zu den Talauen erreichen 250-400 m. Die höchsten Erhebungen liegen zwischen 400 und 500 m über NN. Südlich der Linie Kfarie-Soulasse nimmt die Reliefenergie rasch ab. Hier besteht nur noch eine allmähliche Abdachung nach SW zum Mittelmeer hin.

Bisherige Arbeiten und Arbeitsmethodik

BLANKENHORN (1891-1914) führte als erster paläontologische und stratigraphische Arbeiten in NW-Syrien durch. CHAUTARD (1931) und WETZEL (1939) untersuchten die Asphalt-Vorkommen von Kfarie, Soulasse. JAQUET (1933) und BOURCART (1940) führten faunistische Untersuchungen durch und stellten das Miozän- und Pliozän-Alter der Sedimente im Zentralteil der Depression fest.

Am Hand der erwähnten Arbeiten und durch eigene Studien erarbeitete DUBERTRET (1955) die erste geologische Karte von NW-Syrien im Maßstab 1:200 000. In den Arbeiten von PONIKAROV und KAZMIN (1958-1961) wurde die stratigraphische Gliederung präzisiert und gleichzeitig eine tektonische Analyse durchgeführt.

Ziel der vorliegenden Arbeit war, mit Hilfe einer Kartierung im Maßstab 1:50 000 eine Verfeinerung der Stratigraphie und eine weiterführende Deutung der tektonischen Situation zu erreichen.

Zur Klärung der lithostratigraphisch-faziellen Verhältnisse wurden etwa 1500 m Profil feinstratigraphisch aufgenommen und 100 Proben mikropaläontologisch untersucht.

Zur Klärung der tektonischen Position wurde größter Wert auf eine systematische Aufnahme der kleintektonischen Daten gelegt, um Unterschiede erfassen zu können, die entweder räumlich oder zeitlich bedingt sind.

1. Stratigraphie

Am stratigraphischen Aufbau der Schichtenfolge sind im Untersuchungsgebiet die Systeme Kreide, Paläogen und Neogen beteiligt.

1.1. Kreide

1.1.1. Unterkreide

Tiefere Unterkreide (Neokom) war bisher in NW-Syrien nicht bekannt. Im östlichen Nachbargebiet transgrediert Apt auf oberem Jura. Im Untersuchungsgebiet treten in der Nähe von Kepir (Bassit-Area) isolierte Klippen auf, die von KAZMIN (1962) als "strange blocks" bezeichnet wurden und aus Konglo-

meraten, Sandsteinen und Kalksteinen bestehen. In einer Klippe kommen dunkelgraue Mergelzwischenlagen vor, in denen folgende Foraminiferen und Ostrakoden gefunden worden sind: Globigerina tuschepensis ANTONOVA, Lenticulina cf. hennamanni BETTENSTAEDT, Lintaculina praegaultina BARTENSTEIN, Cythereis acuticostata TRIEBEL. Nach diesen Fossilien sind die Schichten ins Neokom einzustufen.

Obere Unterkreide streicht im bearbeiteten Gebiet nicht aus.

1.1.2. Oberkreide

1.1.2.1. Cenoman-Turon

Cenoman-Turon-Sedimente sind am gesamten W-Rand des Dj. Al Nusseiriye weit verbreitet. Am E-Rand der Nahr el Kebir-Depression streichen nur die obersten Partien der Schichtenfolge aus.

Im allgemeinen bestehen keine lithologischen Unterschiede zwischen den beiden Einheiten und sie sind daher zusammen auskartiert. Es sind vorherrschend hellgraue bankige Kalke. Plattige Absonderung tritt untergeordnet auf. In dieser Schichtenfolge kommen charakteristische Flintlagen vor. An der Basis des obersten Drittels der Cenoman-Sedimente findet sich eine markante massige Kalk-Serie, die sehr gut bei der Ortschaft Slenfe aufgeschlossen ist und daher "Slenfe-Kalkstein" (DUBERTRET 1937) genannt wurde. Über dieser Serie sind einzelne fossilführende Lagen (Austern) entwickelt.

Turon-Ablagerungen sind im westlichen Teil des Dj. Al Nusseiriye sekundär abgetragen. Wahrscheinlich fehlen sie in größeren Teilen des bearbeiteten Gebietes. Das Cenoman wird von Senon transgressiv überlagert, wobei eine verschieden mächtige klastische Basallage (glaukonitisch-phosphatischer Sandstein) vorliegt. WETZEL (1939) beschreibt 7 km nördlich Kfarie an der Straße nach Aleppo eine nur 2 m mächtige kalkige Turonlage mit Thammites rolandi.

Im Wadi Massis und Wadi el Qalib bei Mzairaa wurde das in Abb. 2 angegebene Profil aufgenommen.

In der Schicht 4a wurde Acanthoceras exgr. rhomagensis DEFR. gefunden (unteres Obercenoman-Alter). Die Schichtfolge über diesem Profil führte Fauna, die ein Coniac(?) Santon-Alter

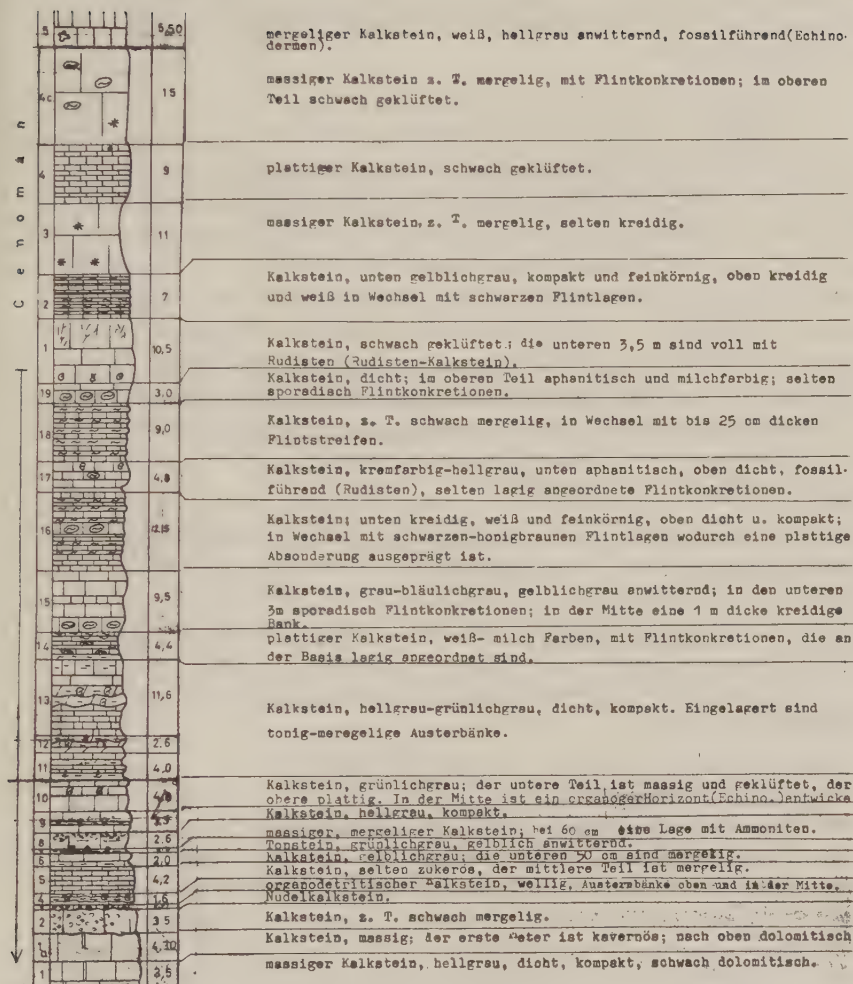


Abb. 2: Säulenprofil durch das Cenoman im Raume Mzairaa (Wadi Massis und Wadi el Qalib).

nachweist. Daraus ist zu schließen, daß Turon-Ablagerungen wahrscheinlich hier fehlen oder nur in sehr geringer Mächtigkeit entwickelt sind.

1.1.2.2. Senon

1.1.2.2.1. Nach PONIKAROV (1966) sollten Coniac, Santon und Campan im Dj. Al Nusseiriyeh nicht entwickelt sein. Im Wadi el Qalib sind jedoch 180 m mächtige durch Foraminiferen belegte Coniac (?) -Santon-Ablagerungen vorhanden.

Es sind massige bis plattige, z. T. mergelige, selten auch kreidige Kalksteine. In der Mitte und im oberen Teil der Schichtenfolge sind Flintlagen eingelagert. Ein Einblick in die Schichtenfolge bei Mzairaa gibt uns das in Abb. 3 angegebene Profil. In diesem Profil ist folgende Fauna gefunden worden: (bestimmt in der paläontologischen Abteilung der "General Petroleum Company" Damaskus).

Schicht 7: Bolivinita sp. , Bolivina sp. , Anomalina thalmani BROTZEN, Gümbelina sp. , Ostracoda sp. , diese Formen kommen im Coniac (?) -Santon vor.

Schicht 14: Anomalina thalmani BROTZEN, Gümbelina globulosa EHRENBERG, Globotruncana cf. fornicata PLUMMER, Globotruncana sp. , Globigerina cretacea (Orbigny), Venezuilina sp. , Santon-Alter.

1.1.2.2.2. Maastricht nimmt einen großen Teil der Ausstrichfläche im E-Teil des bearbeiteten Gebietes ein.

Abgesehen von lokal ausgebildeten, glaukonitisch-phosphatischen Sandsteinen fehlen, trotz der tiefgreifenden Prä-maastricht-Erosion, Basalkonglomeratbildungen aus. Nur nördlich Khan el Jouz tritt an der Basis eine 1 m mächtige Konglomeratlage auf. Die Schichtenfolge besteht aus hellgrauen bis weißen, meist polyedrisch zerfallenden, krummschalig brechenden, z. T. kreidigen Mergeln, die nur selten eine Schichtung zeigen. Die Schichtung ist oft nur an lagig angeordneten, verkieselten Kalk- bzw. Hornsteinkonkretionen oder durch Zunahme an Kalkgehalt erkennbar.

In Ain Leiloun und östlich Hobeite sind an der Basis des Maastrichts ein glaukonitisch-phosphatischer Sandstein bzw. eine

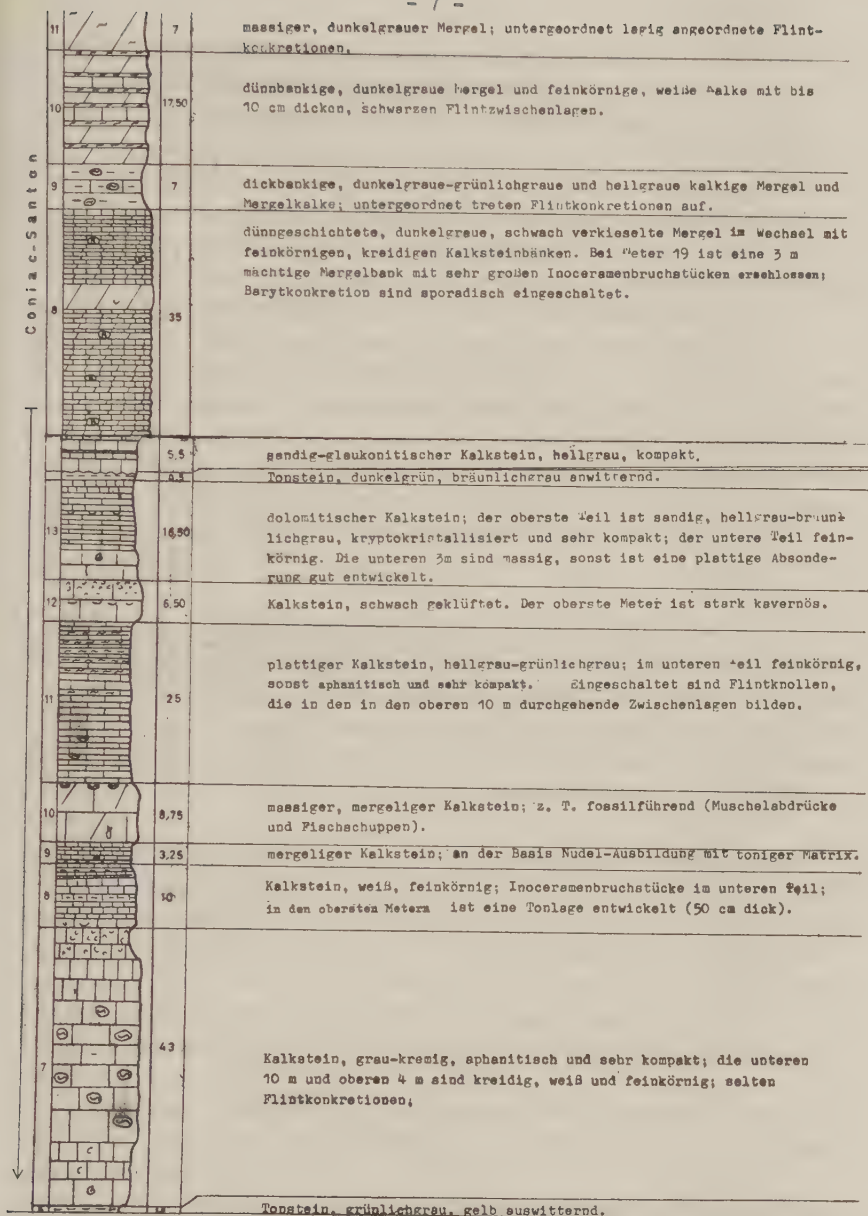


Abb. 3: Säulenprofil durch die Coniac(?) -Santon Schichtenfolge im Raume Mzairas (Wadi el Qalib).

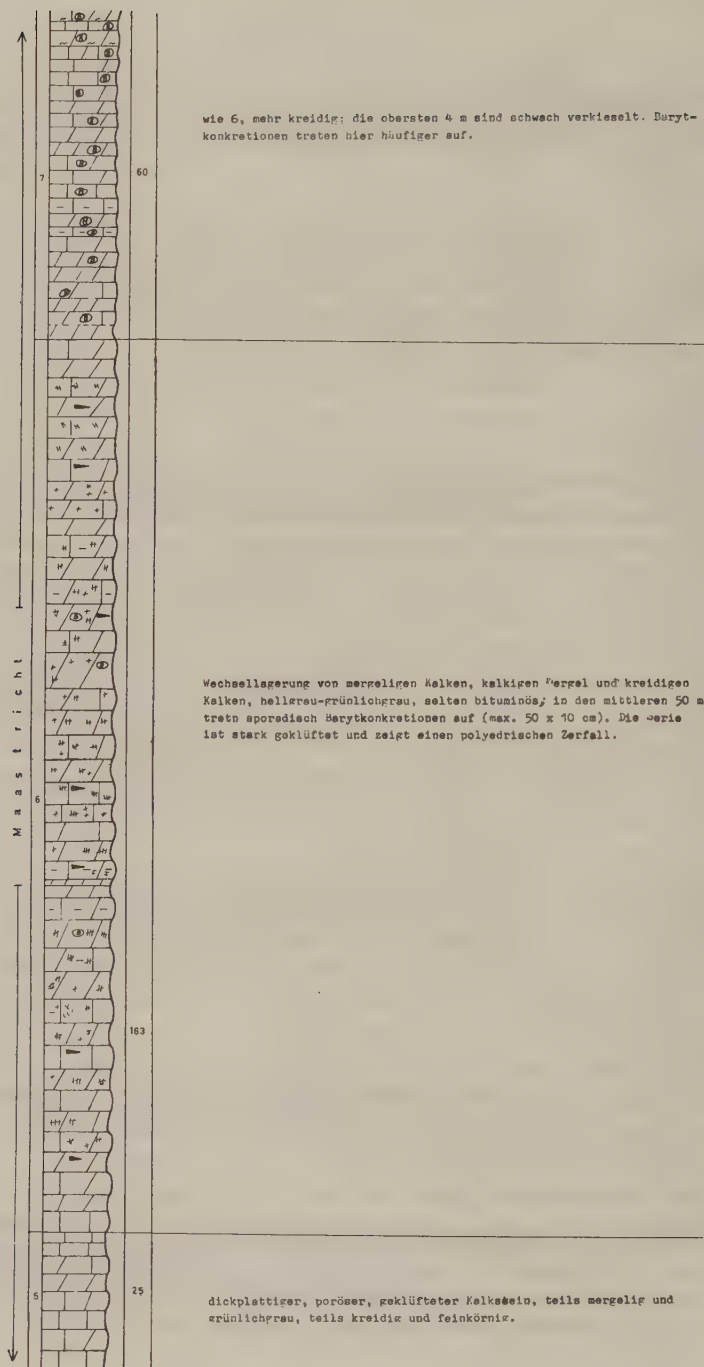


Abb. 4: Säulenprofil durch das Maastricht im Wadi Yarte südwestlich Mzairaa.

glaukonitisch-sandige Kalksteinlage entwickelt.

Sedimentausfülle sind im unteren Teil des Maastrichts auf Grund der Prämaastricht-Erosion wahrscheinlich vorhanden.

Im oberen Teil wurden durch die tiefgreifende präpaläogene und präneogene Erosion große Teile der Schichtpakete abgetragen. Diese Denudation spiegelt sich in starken Mächtigkeitschwankungen wider. Während bei Mzairaa die Mächtigkeiten bis 300 m erreichen, sind nordöstlich Khan el Jouz nur 20-30 m entwickelt. Zwischen Haffe und Kfarie fehlt lokal das gesamte Maastricht. Dort liegt Neogen direkt auf Genoman.

Das in Wadi Yarte, südwestlich Mzairaa, erschlossene Profil zeigt die in Abb. 4 angegebene Ausbildung. Das Maastricht-Alter der Schichtenfolge dort ist durch reiche Foraminiferenfauna belegt, die größtenteils sowohl im Ober- als auch im Untermaastricht auftreten. Dies und die einheitliche lithologische Ausbildung der Maastricht-Sedimente machen eine Untergliederung unmöglich.

1.1.2.2.3. Ophiolit-Formation des Maastrichts

Westlich der Nahr el Kebir-Depression treten ultrabasische Eruptiva (Peridotite, Serpentinite, Olivinite) sowie basische (Spillite und Diabase) zusammen mit Sedimenten, wie Radiolariten und roten Mergeln, auf. Diese Vergesellschaftung wird im folgenden im Sinne von STEINMANN als "Ophiolit-Formation" zusammengefaßt.

Nach BLANKENHORN (1914) erfolgte die Intrusion dieser magmatischen Gesteine etwa im Obermiozän. Von DUBERTRET (1939) wurde die ophiolitische Serie als Sonderfazies des Maastrichts gedeutet. Die Ophiolite sind jedoch allseitig von Störungen umgrenzt: Die östliche und südöstliche Grenze wird durch das Lattakia-Kilis-Störungssystem, eine Geosutur, gebildet. Die W-Grenze ist durch den Mittelmeerabbruch markiert. Im N bildet der Aasi-Graben (S-Türkei) die Grenze.

Entgegen DUBERTRET stufte KAZMIN (1962) die Ophiolite in die Präobertrias ein. Seine Kriterien für diese Alterseinstufung sind folgende:

1. Fossilführende, zweifellos obertriadische Kalke (mit Halobia cf. cassiana MOJD., Halobia norica MOJS., Halobias MJOS. und Daonella imperialis KITTL.) liegen im norma-

len Schichtverband mit den Radiolariten.

2. Regionale stratigraphische Vergleiche mit Cypern (INGHAM 1963), Türkei (PINARD & LAHN 1955) und Persien GRAY(1950), in denen derartige Gesteine als Obertrias bis Jura von den genannten Bearbeitern eingestuft wurden, lassen für NW-Syrien ein gleiches Alter vermuten.
3. Eine absolute Altersbestimmung an einem Syenitporphyr, der in die Radiolarite intrudiert ist, ergab ein Alter von 122 Millionen Jahren, das etwa dem Grenzbereich Jura/Kreide (KAZMIN 1962) entspricht.

KAZMIN folgert daraus, daß die Radiolarite kaum jünger als Jura, die Intrusiva prä-Obertrias/Jura sein können.

In Übereinstimmung mit DUBERTRET ist ein normaler stratigraphischer Schichtverband zwischen Radiolariten und Triaskalken im Bassitmassiv nirgends zu finden. Das von PONIKAROV (1966, S. 18-19) erwähnte Profil nordöstlich Ras el Bassit ist, selbst nach Angaben des Autors, nicht repräsentativ. Die Kalke mit Halobia und Daonella sind im genannten Profil von den Radiolariten tektonisch getrennt.

DUBERTRET nimmt deshalb an, daß diese Triaskalke Einschlüsse in den Ophioliten bilden und aus der Tiefe hier mit dem Magma an die Oberfläche empor gebracht worden sind.

Sichere Kriterien für die Alterseinstufung der Ophiolite sind im Bassitkomplex nicht vorhanden, da die Untergrenze der Ophiolite nirgends aufgeschlossen ist. In Hatay (Türkei) hat DUBERTRET die Auflage von Eruptiva auf Untermaastrichtsedimenten beobachtet. Dieselbe Abfolge ist auch im Kurd Dagh östlich Rajou, der nordöstlichen Fortsetzung des Bassitkomplexes, vorhanden. Diese Grenze ist aber von PONIKAROV (1966) als tektonische Grenze kartiert.

KAZMIN's stratigraphische Einstufung der Ophiolite auf Grund regionaler Vergleiche mit Vorkommen in Geosynklinalräumen wie in Persien und in der Türkei mit NW-Syrien, das schon zur arabischen Plattform gehört, ist nicht voll gesichert.

Neben den triadischen Kalken treten an mehreren Stellen isolierte Klippen aus Konglomeraten, Sandsteinen und Kalken auf, in denen DUBERTRET Cenomanfossilien fand. Die typischsten Klippen kommen bei den Ortschaften Kepir, Rouaise und Faqi Hassane vor. Da eine derartige lithologische Ausbildung

der Klippen in den Nachbargebieten (Dj. Al Nusseiriyeh und Dj. Aqraa) fehlt, sind die Klippen dort von KAZMIN (1962) als "strange blocks" (Fremdblöcke) bezeichnet worden.

Östlich Saraya sind Kalkklippen mit Rudisten des Cenomans von einem Eruptivbelag, der kontaktmetamorphe Mineralien enthält, umgeben. Daraus ist auf ein postcenomanisches Alter der Eruption zu schließen. Ebenso werden die Radiolarite, die wahrscheinlich mit den Eruptiva genetisch verbunden sind (SCHWAN 1952, S. 123), auch jünger als Cenoman sein.

1.1.2.2.4. Verbreitung und Ausbildung der Fremdblöcke- "strange blocks"

1. Fremdblöcke südwestlich Kepir

In diesem Gebiet treten in NE-SW Erstreckung über eine Strecke von über 3 km isolierte Klippen auf (Abb. 5). Es wurden zwei Klippenzüge beobachtet.

Nach der Untersuchung der Blöcke wurde folgendes Profil zusammengestellt (von unten nach oben):

1. 30 m Der unterste Teil wird durch graue Kalkkonglomerate gebildet.
2. 40 m Die Konglomerate werden von sandigen, geröllführenden Kalksteinen überlagert.
3. 15 m Hellgraue bis gelblichgraue, fein- bis mittelkörnige Sandsteine.

In Klippe 0 treten grauschwarze, dünnplattige Kalksteine auf. Eine Probe aus diesen Kalken ergab: Globigerina tuschepensis ANATONOVA, Lenticulina cf. hinamanni BETTENSTAEDT, Lenticulina praegaultina BARTENSTEIN. Diese Formen deuten auf Barrême hin.

- | | |
|--|------------------------|
|  | Fremdblöcke |
| aCr ₂ | ultrabasische Gesteine |
| R Cr ₂ | Radiolarite, Mergel |



Abb. 5: Fremdblöcke bei Kepir.

1.1.2.3. Dan

Dan ist im kartierten Gebiet nicht vorhanden. KAZMIN (1962, S. 149) erwähnt ein lokalbegrenztes Dan-Vorkommen nördlich Lattakia. Es besteht aus weißen, kreidigen Mergeln, die sich nur nach ihrer Fauna vom unterliegenden Maastricht und überlagernden Paleozän unterscheiden lassen. Die maximale Mächtigkeit wird mit 95 m angegeben.

2. Paläogen

.2.1. Paleozän bis Untereozän

Schichten dieser Einheit konnten nur bei Archouk (im SW-Teil der Depression) auskartiert werden.

Im allgemeinen bestehen keine lithologischen Unterschiede zum liegenden Maastricht. Es sind weiße, ungeschichtete Mergel und kalkige Mergel, in denen nur selten fossilführende mergelige Kalkbänke und dünne Flintlagen eingeschaltet sind.

Ein Basalkonglomerat fehlt im größeren Teil des kartierten Gebietes. Nur im Wadi Yarte südwestlich Mzairaa ist das Maastricht von 14 m mächtigem Basalkonglomerat des Paläozäns überlagert.

Am E-Rand der Nahr el Kebir-Depression ist im Wadi Yarte das in Abb. 8 angegebene Profil erschlossen.

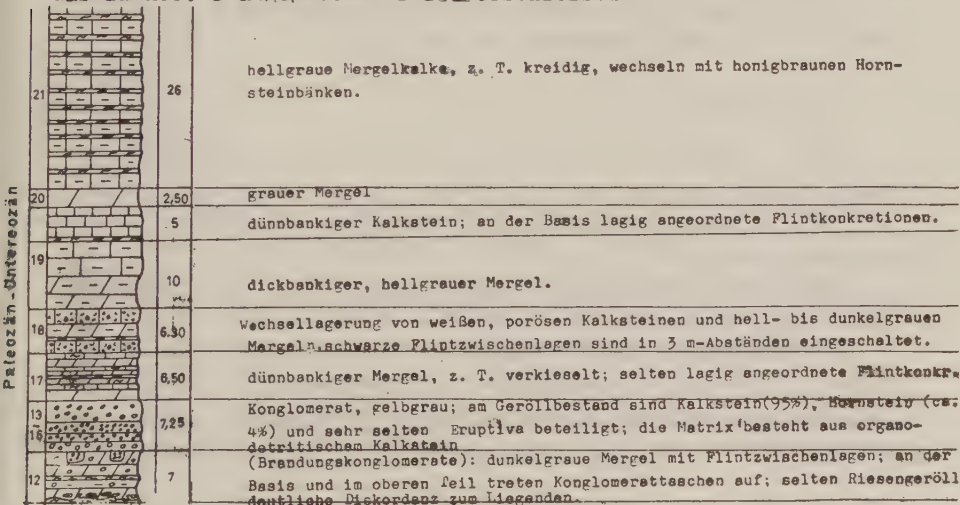


Abb. 8: Profil durch die Paleozän-Untereozän-Schichten im Wadi Yarte.

Proben aus diesem Profil ergaben folgende Formen:

Aus Schicht 16 u. 18: Discocyclina sp. , Nummulites sp. , Quenqueloculina sp. , Globorotalia velascoensis CUSH. , Globorotalia subbotinae sub. , Globorotalia aequa CUSH. & RENZ, Globorotalia formosa BOLLI, Globigerina trilloculinoides PL. , Anomalina danica BROTZEN, An. mantaensis (G. et M.), An. welleri PL. , An. Acuta PL. , Cibicides spiropum ctatus (G. et M.), C. rigidus N. BYKOVA, C. sp. , Spiroplectammina cainata d'ORB. , Gyroidina globulosa HAGENOW, Bolivina cf. novilis HANTKEN, Lenticulina sp. , Bulimina sp. , Eponides sp. , Ostracoda sp. .
Paleozän-Alter.

Proben aus der Schicht 19: Discocyclina sp. , Nummulites sp. , Assilina sp. , Globorotalia subbotina sub. , Gandryina rugosa d'ORB. , Anomalina danica BROTZEN, Coleites sp. ,
Alter vermutlich: Untereozän.

Die Mächtigkeit der Paleozän-Untereozän-Bildungen, die im Profil angegeben ist, wird nach E durch die diskordante Auflagerung der höheren Partien stark reduziert. Es ist daher zu vermuten, daß Schichten dieser Einheit an vielen Stellen des E-Randes der Depression völlig fehlen.

Im W-Teil der Depression wird die Mächtigkeit der bei Archouk ausstreichenden Schichten auf 400 m geschätzt. Infolge der dortigen tektonischen Situation ist kein normaler stratigraphischer Schichtenverband vorhanden.

Weiter westlich, am Nahr el Qandil (Bassit-Region), gibt KAZMIN (1962) die Mächtigkeit mit 800 m an.

1.2.2. Mittelleozän

Ablagerungen des Mittelleozäns treten an der E-Flanke der Nahr el Kebir-Depression durchgehend auf. An der W-Flanke ist örtlich der Ausstrich tektonisch unterdrückt oder durch Pliozän-sedimente verdeckt.

Die Mittelleozänsedimente liegen transgressiv über verschiedenartigen Untereozän-, Maastricht- und Ophiolitgesteinen.

Im Untersuchungsgebiet lassen sich zwei Faziesbereiche erkennen: Im N-Teil der Depression ist Mittelleozän in Nummuliten-kalk-Fazies entwickelt. Es sind weiße und hellgraue, dickbankige bis ungeschichtete Kalksteine, die z. T. völlig aus Nummuliten

bestehen.

An der Basis des Nummulitenkalkes ist örtlich ein Konglomeratlager entwickelt (südwestlich Khan el Jouz).

Südlich der Linie Soulasse-Babanna wird im S-Teil der Depression die Nummulitenkalkfazies durch eine Kalkstein-Mergel-Fazies vertreten. Es sind hellgraue, bankige Kalksteine, in denen, besonders im oberen und unteren Teil, kreideähnliche Mergel eingeschaltet sind.

In den Aufschlüssen bei Khan el Jouz wird durch eine Einschaltung mergeliger Partien im tieferen Teil des Nummulitenkalkes die Verzahnung mit dem Faziesbereich im S-Teil der Depression angedeutet. Die Schichtenfolge besteht hier aus einer Wechsellagerung von bankigem Nummulitenkalkstein und mergeligem Kalkstein.

Im S-Faziesbereich zeigt das im Wadi Yarte, südlich Mzairaa, erschlossene Profil folgende Ausbildung (s. Abb. 9).

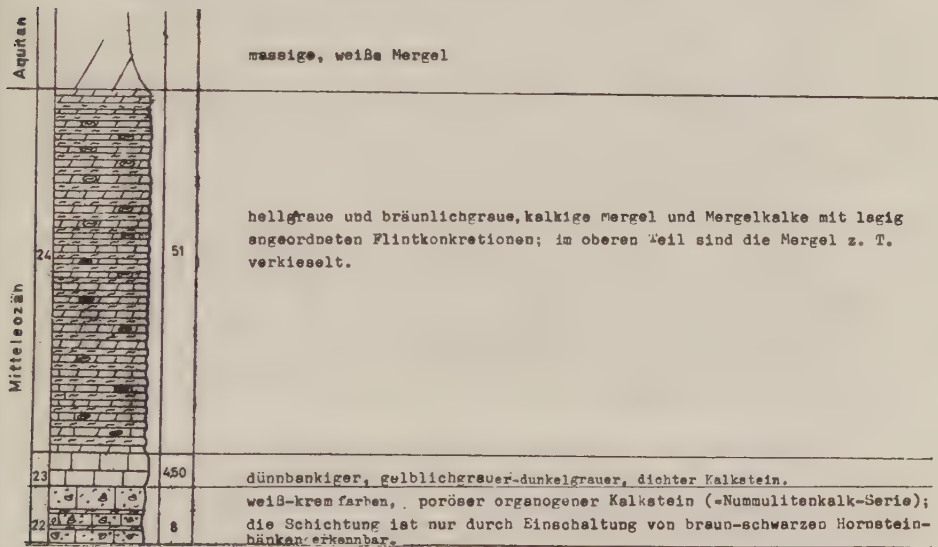


Abb. 9: Profil durch das Mittelleozän im Raume Mzairaa.

Die Mächtigkeit des Mittelleozäns beträgt im N-Faziesbereich maximal 30 m. Im S-Faziesbereich sind Mächtigkeitsschwankungen

in E-W Richtung vorhanden. Während sie an der E-Flanke der Depression nur etwa 60 m beträgt, erreicht sie nach Angaben von KAZMIN an der W-Flanke, nördlich Lattakia, 150 bis 400 m.

1.2.3. Obereozän und Oligozän

Ablagerungen der beiden Stufen sind im bearbeiteten Gebiet nicht entwickelt. Mitteleozän wird stets von Miozän transgressiv überlagert.

4.3. Neogen

1.3.1. Untermiozän

1.3.1.1. Aquitän

Ablagerungen des Aquitans sind als schmale Bänder an beiden Seiten der Nahr el Kebir-Depression entwickelt. Die Schichtenfolge liegt mit deutlicher Diskordanz auf Mitteleozän oder in der Umgebung von Guebelli sogar auf Ophiolitgesteinen.

Ein Basalkonglomerat fehlt zum größten Teil im Untersuchungsgebiet. Nur nördlich Khan el Jouz ist der Nummulitenkalk von 1 m mächtigem Basalkonglomerat des Aquitans überlagert.

Das Aquitän besteht im allgemeinen aus einer monotonen, wechsellagernden Folge weißer, ungeschichteter, kreidiger Mergel mit charakteristischer krummschaliger oder polyedrischer Absonderung. In den oberen Abschnitten wechsellagern die ungeschichteten Mergel mit bankig abgesonderten kalkigen Mergeln. Erstmalig treten hier klastische Zwischenlagen auf, die bei Soulasse gehäuft, nördlich und südlich davon jedoch nur vereinzelt gefunden wurden.

Nördlich Sallour treten in diesem Schichtenabschnitt organogene, irreguläre Gesteinsblöcke auf. Es sind typische reef-Kalke, in denen die Schichtung nur selten durch Mergelverunreinigungen zu erkennen ist. Hauptriffbildner sind Hydrozoen, Algen und Korallen.

An der E-Flanke der Depression fehlen klastische Einschaltungen vollständig. Die Schichtenfolge besteht hier durchgehend aus weißen, undeutlich geschichteten, schwach kreidigen Mergeln.

Die Mächtigkeiten des Aquitans sind an beiden Flanken der Depression sehr unterschiedlich. Im W-Teil erreichen sie durchgehend 80-150 m. Im E-Teil ist die Mächtigkeit dagegen stark reduziert. Südlich Mzairaa erreicht sie maximal 50 m. Nördlich davon, zwischen Khan el Jouz und Haffe, fehlt Aquitan vollständig. Erst im äußersten N-Teil der Depression ist wieder eine geringmächtige Folge von 20-50 m entwickelt.

Das Aquitan-Alter der Sedimente ist durch eine reiche Foraminiferenfauna belegt.

1.3.1.2. Burdigal

Während an der W-Flanke der Depression das Burdigal durchgehend entwickelt ist, sind an der E-Flanke die Schichten meist erosiv gekappt und z. T. vollständig abgetragen.

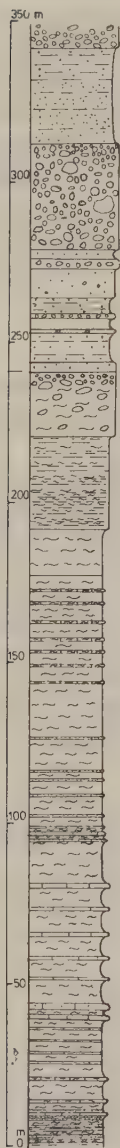
Wie im Miozän lassen sich auch im Burdigal an beiden Flanken der Depression unterschiedliche Faziesausbildungen nachweisen. Feinschichtige Ausbildung und grobklastische Einschaltungen, die an der W-Flanke ausgeprägt sind, fehlen an der E-Flanke vollständig. Die Schichtenfolge am E-End besteht aus undeutlich geschichteten bis blockigen, weißen Mergeln, die sich von denen des Aquitans nur nach der Fossilführung unterscheiden lassen. Die Mächtigkeit des Burdigals beträgt an der W-Flanke 200-350 m. An der E-Flanke der Depression dagegen schwanken die Mächtigkeiten zwischen 0 und 50 m.

Während der untere Teil des Burdigals an der gesamten W-Flanke entwickelt ist, sind örtlich durch prähelvetische Erosion größere Abschnitte des oberen Teils verschwunden. Nördlich Aissa Peuniar ist vom oberen Teil nur noch eine geringmächtige Serie erhalten. Hier wurde das in Abb. 10 angegebene Profil aufgenommen.

In den Profilen mit mächtigerer Entwicklung des oberen Teils des Burdigals sind Konglomerate und Geröllmergel weit verbreitet. Bei Tchegourdja ist das in Abb. 11 angegebene Profil erschlossen. Das Burdigal-Alter der beschriebenen Schichtenfolge wurde von V. A. KRASHENINIKOV (in PONIKAROV 1966) durch Foraminiferen belegt.

Chamrourane

Legende



HELVET

-  Konglomerate
-  Sandstein, grobkörnig
-  Sandstein, fein - mittelkörnig
-  Schluffstein
-  Mergel
-  Organodetritischer Kalkstein
-  Kalkstein
-  Gips-Linsen
-  B. P. 126 Beobachtungspunkte
-  M. P. 325 Proben für mikropaläontologische Untersuchungen

Oberer Teil

Tchequordjak

BURDIGAL

Unterer Teil

Abb. 11

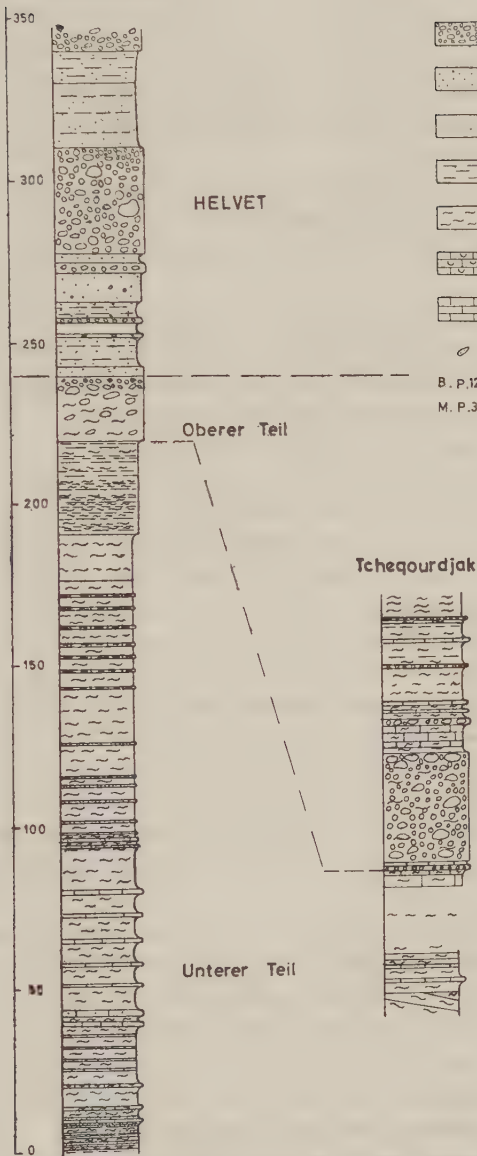
Profile durch das Burdigal
bei Chamrourne u. Tchequordjak

Abb. 10

Chamrourane

Legende

-  Konglomerate
-  Sandstein, grobkörnig
-  Sandstein, fein - mittelkörnig
-  Schluffstein
-  Mergel
-  Organodetritischer Kalkstein
-  Kalkstein
-  Gips-Linsen
- B. P. 126 Beobachtungspunkte
- M. P. 325 Proben für mikropaläontologische Untersuchungen



1.3.2. Mittelmiozän

1.3.2.1. Helvet-Torton

Ablagerungen des Helvet-Tortons streichen im gesamten N-Teil der Depression aus. Im S-Teil sind sie weitgehend durch Obermiozän oder Pliozän verdeckt.

Während an der W-Flanke der Depression stets Burdigal das Liegende des Mittelmiozäns bildet, transgredieren an der E-Flanke jüngere Schichtabschnitte des Helvet-Tortons auch auf Paläogen bis Cenoman.

Die ältesten Bildungen sind vorherrschend sandig-konglomeratisch entwickelt. Unter den klastischen Komponenten überwiegen Eruptivmaterialien und Kalksteine. Die konglomeratische Basis des Helvet-Tortons ist im N-Teil der Depression bei Sallour mit 100 m am mächtigsten entwickelt. Weiter südlich, zwischen Msibine und Deir Hanna, wurde ein nur 10-20 m dickes Basalkonglomerat beobachtet. Im Hangenden folgen in lagiger und großblinsiger Wechselfolge Fein- bis Grobsandsteine, Mergel und tonige Mergel. Konglomerate sind nur noch vereinzelt als geringmächtige Lagen und Linsen entwickelt. Diese engräumigen Faziesunterschiede lassen aber keine lithostratigraphischen Gliederungsmerkmale erkennen, so daß auf eine Untergliederung in Helvet und Torton verzichtet werden mußte. Nach mikropaläontologischen Befunden liegt die Grenze Helvet/Torton inmitten der Sandstein-Schluffstein-Wechselfolge.

Das bei Msibine erschlossene Profil zeigt eine Ausbildung (Abb. 12), die dem unteren und mittleren Teil des Helvet-Tortons entspricht. Der obere Teil wurde südlich Ghmam in der in Abb. 12 angegebenen Ausbildung beobachtet.

Die Helvet-Torton-Sedimente erreichen im Zentrum der Depression eine maximale Mächtigkeit von etwa 400 m. An den Flanken der Depression sind infolge von Schichtausfällen im tieferen Teil des Mittelmiozäns die Mächtigkeiten stark reduziert.

Südlich und nördlich Kfarie liegt Helvet-Torton transgressiv über Paläogen bis Cenoman mit Mächtigkeiten von 130-150 m.

An der W-Flanke (bei Rastine) wurden im Hangenden des Paläogens ebenfalls nur 150 m Helvet-Torton abgelagert.

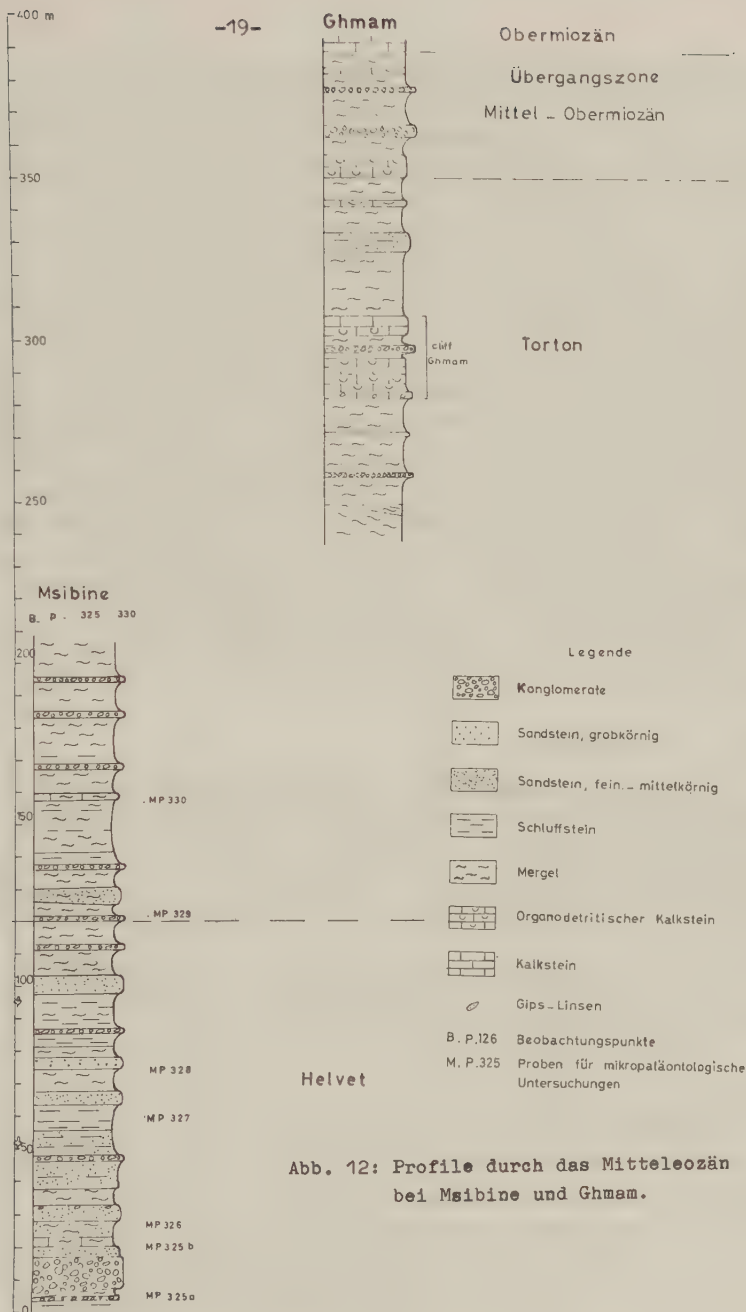


Abb. 12: Profile durch das Miozän bei Msiabine und Ghmam.

1.3.2.2. Übergangszone Mittel-/Obermiozän

Schichten der Übergangszone streichen als isolierte Flächen an den morphologisch am höchsten gelegenen Stellen der Nahr el Kebir-Depression (Dj. Nobe, Talla, Safkoun und Dj. Daou) aus. Es sind dickbankige, dichte, organodetritische Kalksteine, denen stellenweise mm-breite Gipslagen und gipsige Mergel zwischengeschaltet sind. Die Kalksteine sind lokal durch blaugraue, mergelige und schluffige Tone vertreten. Nördlich Bahlouliye wurde darin eine Foraminiferen-Vergesellschaftung festgestellt, die noch Formen aus dem Mittelmiozän, aber auch bereits Spezies aus dem Obermiozän enthalten: Globigerinoides trilobus le ROY, Globoquadrina venezuelana HEDEBERG, Globorotalia obesa BOLLI, Elphidium crispum LINNÉ, El. macellum FICHTEL & MOLL, Bulimina elongata d'ORB., Cibicides bouanus d'ORB., Bolivina scalprata SCHWAGER, B. acerosa CUSH., Gyroldina soldanu d'ORB., Discorbis biapertura POKORNY, Globulina gibba d'ORB., Robulus antipodum STOCKE.

Die Mächtigkeit der Übergangszone beträgt 10-20 m. In der Gegend von Haffe ist sie nicht entwickelt.

1.3.3. Obermiozän

Bildungen des Obermiozäns streichen zwischen Haffe und Bahlouliye aus. Sie liegen konkordant über Mittelmiozän. Es handelt sich um Gipse, die vorwiegend in massiger und grob-spätiger Ausbildung entwickelt sind. Seltener wird durch Einschalten von mm-breiten Tonlagen eine Feinschichtung hervorgerufen.

Im mittleren Teil der Schichtenfolge treten mehrfach Stromatolithenkalke und tonige Schluffe auf.

Die maximale Mächtigkeit des Obermiozäns beträgt etwa 40 m.

1.3.4. Pliozän

Südlich der Linie Bahlouliye-Haffe ist die Nahr el Kebir-Depression mit Pliozän-Sedimenten bedeckt. Sie liegen mit tiefgreifender Diskordanz über Schichten von Obermiozän bis Cenoman.

Die präpliozäne Landoberfläche war stark gegliedert. Südlich Dife sind an der Basis des Pliozäns schlecht gerundete

Blöcke von Nummulitenkalken (bis 10 x 15 m) verbreitet, die auf eine steile Küste des Pliozänmeeres hinweisen. Es ist daraus zu schließen, daß das E-Ende des Pliozänmeeres hier gelegen haben könnte. Die westliche Küstenlinie ist von KAZMIN in der Bassit-Gegend angenommen worden. Dort besteht der untere Teil des Pliozäns aus Konglomeraten und Sandsteinen.

An der E-Flanke der Depression sind längs des Nahr el Kebir und Nahr el Kich die tieferen Partien auch klastisch entwickelt.

Die Mächtigkeit der grobklastischen Basisschichten erreicht maximal 15 m. Den überwiegenden Teil der Pliozänsedimente bilden gelblichgraue und blaugraue mergelige Tone, Mergel und Schluffe.

In unregelmäßigen Abständen sind 1-20 m mächtige Lagen und Linsen von organodetritischen Kalksteinen, sandigen Kalksteinen und Sandsteinen eingeschaltet.

Das Pliozän-Alter der Sedimente ist durch eine reiche Molluskenfauna (Gastropoda und Lamellibranchiata) belegt.

Das Pliozän erreicht im Zentralteil der Nahr el Kebir-Depression seine maximale Mächtigkeit mit 460 m. Westlich des Nahr el Kebir ist die Mächtigkeit auf etwa 100 m reduziert.

1.4. Quartär

1.4.1. Unter- und Mittelquartär: Terrassenschoter des Nahr el Kebir wurden zwischen Khan el Jouz und Bahlouliye in Höhen von 130-140 m über der Talaue beobachtet. Nach der von PONIKAROV aufgestellten Quartärgliederung entsprechen sie den unteren und mittleren Serien. Es handelt sich um kaum zementierte Konglomerate.

1.4.2. Oberquartär: Ablagerungen des Oberquartärs bilden die zweite Terasse in 5-10 m Höhe über den Talauen des Nahr el Kebir und seiner Nebenflüsse. Es sind schwach zementierte Konglomerate.

1.4.3. Rezente Ablagerungen: Rezente alluviale Bildungen sind in den Auen des Nahr el Kebir und seiner Nebenflüsse verbreitet. Es handelt sich um Lehme, sandige Lehme und lose Gerölle der älteren Terrassen.

2. T E K T O N I K

2.1. Regionaler Überblick und bisherige Deutungen

Die regionaltektonische Situation ist durch germanotype Tektonik charakterisiert. Im Bassitkomplex herrscht eine komplizierte Auf- und Überschiebungstektonik vor (KAZMIN 1962). In der Nahr el Kebir-Depression und im Dj. Al Nusseiriyeh besteht dagegen nur einfache Bruchtektonik mit Ab- und Aufschiebungs-Charakter. Beide tektonische Einheiten werden durch das Lattakia-Kilis-Störungssystem voneinander getrennt.

In den letzten 80 Jahren war dieses Störungssystem mehrfach Gegenstand von Diskussionen:

BLANKENHORN (1891 u. 1914) vermutete hier die Grenze zwischen arabischer Plattform und Tethys-Geosynklinale.

KOBER (1915) legte die Grenze zwischen Plattform und Orogen nördlich des Oronte-Flusses (Nahr el Aasi) und deutete die Ophiolite der Bassit-Region als überschobene Komplexe.

DUBERTRET (1939-1955) vermutet in dem Ophiolitkomplex lediglich eine Sonderfazies des Maastrichts und stellte die Grenze zur Nahr el Kebir-Depression ungestört dar. Nach ihm liegt die Grenze Plattform Orogen noch weiter nördlich, als KOBER sie angibt. Sie liegt danach in der südlichen Türkei längs der Linie der Marash-Sheikhan-Depression. Nach freundlicher mündlicher Mitteilung von DUBERTRET im Sommer 1968 ist die Grenze Plattform-Geosynklinalraum nach neuem Kenntnisstand wieder völlig in Frage gestellt.

KAZMIN (1962) erklärte die Genese von Ophioliten am N-Rand der arabischen Plattform damit, daß im früheren Stadium der alpinen Orogenese randliche Teile der Plattform (vielleicht an Störungen) abgesunken sind. In derartigen Miogeosynklinalen (NW-Syrien, Hatay und SE-Türkei) kam es zu Intrusionen initialer Magmatite und zur Ausbildung von Radiolariten. Die Geosynklinalbedingungen waren mit der Bildung der Ophiolite abgeschlossen. Die jüngeren Sedimente zeigen Plattformcharakter.

Zur tektonischen Position der Ophiolite des Bassitkomplexes stellte KAZMIN (zitiert in PONIKAROV 1966, S. 80) zwei Auffassungen zur Diskussion:

1. Überschiebung von metamorphen Gesteinen und Ophioliten über Kreide und Jura des Dj. Agraas von N her.
2. Horstartige Aufpressung der Ophiolite und metamorphen Gesteine.

PONIKAROV (Vortrag im Geologischen Institut der Universität Damaskus, 1968) vertritt auf Grund regionaler Überlegungen die Auffassung, daß der Bassitkomplex NW-Syriens eine Decke darstellt, die vom Hatay ca. 45 km nach S überschoben sein soll.

2.2. Überblick über die orogene und epirogene Entwicklung

Das untersuchte Gebiet gehört zum äußersten N-Rand des afro-arabischen Schildes.

Nach der Interpretation geophysikalischer Untersuchungen (gravimetrische und magnetische Messungen) variiert die Tiefenlage des kristallinen Basiskomplexes in Syrien zwischen 2 und 8 km (PONIKAROV 1966). Generell läßt sich eine allmähliche Abdachung des Schildes von W-Syrien nach NE in Richtung auf die Vortiefe feststellen. Die Grenze zwischen dem arabischen Schild im S, der seit dem Präkambrium konsolidiert blieb, und dem Bereich der assyrischen Faltung im N ist von PONIKAROV (1966) längs des Lattakia-Kilis-Lineaments vermutet worden.

Im Bassitkomplex treten isolierte Massive von Amphiboliten, Quarziten und Schiefern auf. Da ähnliche metamorphe Gesteine im Amanos (in der S-Türkei), von kambrischen Sedimenten überlagert, vorliegen und von DEAN & KRUMMENACHER (1961) ins Oberproterozoikum eingestuft wurden, ist auch die metamorphe Serie in NW-Syrien von DUBERTRET (1955) und PONIKAROV (1966) als Präkambrium gedeutet worden. Paläozoikum ist im Untersuchungsgebiet nirgendwo aufgeschlossen.

In dem nördlich an das Arbeitsgebiet angrenzenden Bereich (Gaziantep-Region) fehlen Kambrium und der größte Teil des Paläozoikums. Es ist deshalb als wahrscheinlich anzusehen, daß auch in unserem Gebiet eine derartige Schichtlücke während des Paläozoikums vorhanden ist.

Die Nahr el Kebir-Bruchmulde wurde, infolge ihrer Lage zwischen der Al Ghab-Bruchzone, die eine vom Toten Meer heraufziehende Graben-Zone im E darstellt, und dem Lattakia-Kilis-Lineament im W von mehreren bruchtektonischen Bewegungen beansprucht.

Art und Ablauf der Bewegungen waren folgende:

Die ältesten Schichten gehören in die Trias. Sie treten lokal

als isolierte Kalkblöcke im Bassitkomplex auf, die auf eine Flachwasserbedeckung des Gebietes hinweisen. Diese Entwicklung setzt sich im Jura fort. An der Grenze Jura/Kreide setzte östlich der Lattakia-Kilis-Störung, offenbar im Zusammenhang mit der jungkimmerischen Phase, eine große Regression ein, in deren Verlauf Juraschichten teilweise wieder erodiert wurden; denn im Dj. Al Nusseiriyeh setzte sich die Hebung während der älteren Kreidezeit fort. Hier transgrediert überall Apt auf Jura.

Dagegen finden sich im Bassitkomplex bei Kepir, Faqi Hassane und Rouaise isolierte Blöcke aus Kalkkonglomeraten, Sandsteinen und Kalken, die entsprechend ihrer Fossilführung ins Neokom einzustufen sind.

Mit dem Apt setzte eine große Transgression ein, die im Cenoman ihren Höhepunkt erreichte. Nur zur Aptzeit lagerten sich Tiefwassersedimente (Tone) ab. Sonst zeigen die Sedimente durchgehend (Alb bis Cenoman-Turon) Flachwassercharakter und enthalten Bänke mit Rudisten und Austern. Die Mächtigkeit erreicht im Dj. Al Nusseiriye maximal 650 m, im Dj. Aqraa aber 1100 m. Die Mächtigkeitsunterschiede könnten auf die nähere Lage des Dj. Aqraa zur alpidischen Geosynklinale hindeuten. Dagegen spricht jedoch, daß im Kourid Dagh, der gegenüber dem Dj. Aqraa noch näher zur Geosynklinale liegt, die Mächtigkeit der Schichtenfolge Apt-Turon nur 550-800 m beträgt. Vielmehr könnte die Mächtigkeitszunahme im Dj. Aqraa mit einer lokalen Absenkung, längs der Lattakia-Kilis-Geosutur, zusammenhängen.

Nach dem Turon wird der Block westlich der Syrien-Libanon-Störungs-Zone (Al Ghab-Störung, vgl. Abb. 1) gehoben. Dieser Bewegungsakt fällt in die subherzynische Phase und ist durch eine Schichtlücke von Coniac, (Santon auch gering mächtig), Campan und erosive Abtragung von Teilen des Turons belegt.

Erst Maastricht transgrediert auf Turon (bei Mzairaa auf Santon) und Cenoman. Innerhalb des Maastrichts kam es in NW-Syrien, westlich der Lattakia-Kilis-Geosutur, zur Eruption von ultrabasischen und basischen Gesteinen. Zeitlich fällt diese Eruption mit den tektonischen Bewegungen im Taurus zwischen Unter- und Obermaastricht zusammen. Mit diesen Eruptiva sind präkambrische, triadische und kretazische Sedimente emporgetragen worden (DUKERTHET 1939-1955).

Gleichzeitig und nach der Eruption kam es zur Bildung von

Radiolariten. Die Einschlüsse von Radiolariten in Ultrabasiten deuten darauf hin, daß es vermutlich mehrere Eruptionsperioden gab, zwischen denen die Radiolarite abgelagert wurden. Bei späteren Eruptionen sind Radiolaritpartien mit dem Magma emporgebracht worden. Die Radiolarite sind an mehreren Stellen südlich Qastal Moaf gequetscht und verfaltet (Abb. 13).

Die Ophiolite, die hier am N-Rand der Plattform gebildet wurden, sind nach Auffassung von DUBERTRET autochthon. Demgegenüber vertritt PONIKAROV die Meinung, daß diese Ophiolite wesentlich früher (präobertriadisch) in einer in der S-Türkei (Hatay) gelegenen Miogeosynklinale gebildet und während des Maastrichts nach S überschoben wurden.

Für die Auffassung einer autochthonen Lage sprechen folgende Fakten:

1. Überschiebungen mit Schubweiten von etwa 45 km (Hatay bis Bassit-Region) sind außerhalb des Orogens sehr fragwürdig.
2. Von KAZMIN (1962) beobachtete Überschiebungen von 1-5 km Schubweiten sind von lokaler Bedeutung und können durchaus jünger als Maastricht sein. Ähnliche kleine Überschiebungen von Ophioliten auf Aquitan und Burdigal (Bewegungsakt also jünger als Burdigal) sind im Untersuchungsgebiet (bei Merrane) ohne weiteres nachzuweisen.
3. Ein großer Teil der Klippen und kleinen Massive von fremdartigen Gesteinen, die KAZMIN als mit den Ophioliten überschobene Blöcke deutete, sind als Einschlüsse in den Eruptiva zu deuten. Einige Kalkeinschlüsse enthalten Rudisten und weisen damit ein postcenomanes Alter der Eruption nach. Die Eruptionen könnten durch rasche Absenkung der W-Scholle (Bassit-Area), während des Untermaastricht, längs der Lattakia-Kilis-Störung hervorgerufen sein. Die Bildung der Ophiolite war im Untermaastricht abgeschlossen, da Obermaastricht transgressiv darüber liegt.

Vom Obermaastricht bis Untereozän wurden kalkarme Mergel mit dem Charakter der Sedimentation aus dem offenen Meer abgelagert. Sie erreichen in der W-Scholle nur 100 m an Mächtigkeit, während sie östlich davon, am E-Rand der Nahr el Kebir-Depression, bis 300 m entwickelt sind. Die Mächtigkeitsunterschiede (wie das Fehlen von Dan in der E-Scholle) sind wahrscheinlich

auch auf eine durchgehende Absenkung der W-Scholle längs des Lattakia-Kilis-Lineamentes zurückzuführen.

Am Ende des Untereozäns kam es abermals zur Bruchtektonik, in deren Folge große Abschnitte von Untereozän bis Maastricht wieder erodiert wurden. Am Lattakia-Kilis-Lineament wird nun ein entgegengesetzter Bewegungssinn erkennbar, indem jetzt die W-Scholle emporgehoben wurde und zwar in ihrem N-Teil stärker als im S-Teil. Diese Tatsache ist durch transgressives Auflager von Mitteleozän auf Ophioliten im N-Teil der Scholle dokumentiert. Im S-Teil der Scholle liegt Mitteleozän noch auf Paläozän-Untereozän. Ähnliche Schollenverkipnungen lassen sich ebenfalls am E-Rand der heutigen Depression beobachten (Cheqq el Ajouz-Störung). Östlich dieser Störung am Dj. Al Nusseiriyeh erreichen Maastricht und tieferes Paläogen ca. 200 m Mächtigkeit, während westlich davon auf der gehobenen W-Scholle nur 20-30 m erhalten sind. Längs der Al Ghab-Störung ist die gleiche Bewegung zu vermuten. Auch hier ist die Mächtigkeit des Maastrichts in der W-Scholle (Dj. Al Nusseiriyeh) kleiner als in der E-Scholle.

Mit dem Mitteleozän setzte eine kurzzeitige Transgression ein, durch die Flachwassersedimente in Nummulitenkalkfazies und in Kalk-Mergelfazies abgelagert wurden.

Am Ende des Paläogens sind die Gebiete westlich des Al Ghab-Störungssystems wieder emporgehoben. Dieser Bewegungsakt fällt zeitlich in die savische Phase. Obereozän und Oligozän fehlen oder sind nur in schmalen Gräben (wie nördlich Jisr Ash Shagour) erhalten.

Im Miozän ist die Sedimentation auf Depressionen beschränkt. Im SE-Vorland des Kourid Dagh-Massiv senkte sich die Aafrin-Depression ab, deren SW-Ausläufer die Nahr el Kebir-Depression bildet. In der Nahr el Kebir-Depression wurden während des Miozäns mergelige und klastische Sedimente vom Molasse-Typ abgelagert.

Westlich des Lattakia-Kilis-Störungssystems setzte zwischen Unter- und Mitteleozän erneut eine Hebung ein, so daß der Ophiolitkomplex Abtragungsgebiet wurde. Klastische Komponenten aus Ophiolitmaterial sind daher am Aufbau von großen Helvet-Torton-Abschnitten stark vertreten. In der E-Flanke der damaligen Depression (Bruchmulde), d.h. W-Rand des Dj. Al Nusseiriyeh, die ebenfalls hoch lag, wurden große ~~Schichtkomplexe~~ des

Paläogens und der Oberkreide bis einschließlich Cenoman abgetragen oder transgressiv vom höheren Mittelmiozän gekappt. Außerhalb der Nahr el Kebir-Depression fehlt Helvet-Torton. An einzelnen lokal begrenzten Stellen ist es in kalkiger Ausbildung in der Bassit-Area entwickelt.

Am Ende des Mittelmiozäns kam es erneut zu einer Regression. Nur lokal wurden Sedimente in lagunärer Fazies abgelagert.

Vor der pliozänen Transgression setzte eine intensive Bruchtektonik ein, die zeitlich in die steirische Phase fällt.

Während der Ophiolitkomplex längs des Lattakia-Kilis-Störungssystems auf die Nahr el Kebir-Depression aufgeschoben oder stellenweise überschoben wird, ist der W-Rand des Dj. Al Nusseiriyeh durch Staffelbrüche zur Depression hin abgesunken.

Im Pliozän wurden mächtige Sedimente, wieder von Molasse-Typ, im S-Teil der Depression abgesetzt.

Nach dem Pliozän wurde durch erneute Bruchtektonik an den im E (Al Ghab-Störung) und im W (Lattakia-Kilis-Störung) liegenden, früh angelegten Lineamenten die heutige morphologische Gestalt der Nahr el Kebir-Bruchmulde geschaffen.

2.3. Tektonisches Inventar

2.3.1. Schichtung und Schichtenverbiegungen

Im Untersuchungsgebiet sind gut meßbare Schichtflächen nicht in allen stratigraphischen Einheiten vorhanden.

Im Cenoman liegt nur im oberen Teil eine feinschichtige Ausbildung vor, die auf eine Wechsellagerung von Kalkstein, Hornstein und Mergel zurückgeht.

Im Senon ist die Schichtung lediglich an lagig angeordneten Konkretionen von Hornstein und verkieselten Kalken erkennbar, die selten in Lagen übergehen.

Paläozän bis Untereozän ist überwiegend homogen und ohne erkennbare Schichtung ausgebildet.

Im Mitteleozän sind gut erkennbare Schichtflächen nur in der Kalk-Mergel-Fazies (S-Faziesbereich) entwickelt. Während die Nummulitenkalk-Fazies in massiger Ausbildung vorliegt.

Im Untermiozän sind ausgeprägte Schichtflächen allein für Burdigal charakteristisch.

Die Schichtung im Mittelmiozän ist infolge der engen Wechsel-

lagerung von Sand, Schluff und Mergel gut entwickelt. Lokal auftretende großlinsige Schichtung sowie Kreuzschichtung wurden zu tektonischen Aussagen nicht verwendet.

Im Obermiozän ist die Schichtung nur vereinzelt in der feinschichtigen Fazies der Gipse erkennbar, die z. T. atektonisch verfaltet ist (Abb. 14). Diese atektonische Faltung ist wahrscheinlich durch Raumwachstum infolge von Wasser-Aufnahme bei der Umbildung von Anhydrit in Gips entstanden.

Ablagerungen des Pliozäns zeigen wie die des Mitteleozäns gute Schichtung.

Aus der Struktur-Karte und der tektonischen Karte ist ersichtlich, daß die Schichten in der Nahr el Kebir-Bruchmulde generell NNE-SSW-Streichen haben und zum Zentrum der Mulde hin einfallen.

Im Zentralteil der Mulde herrscht eine fast horizontale Schichtenlagerung.

Die Lagerungsverhältnisse an beiden Flanken der Depression sind unterschiedlich. Während an der E-Flanke ein generelles flaches Schichtenfallen (8° - 10°) nach W (im N-Teil) bis WSW (im S-Teil vom Dj. Al Nusseiriyeh) zur Depression (Abb. 15) besteht, sind die Schichten an der W-Flanke, längs des Lattakia-Kilis-Störungssystems, bis zur Saigerstellung aufgerichtet (Abb. 16) und örtlich sogar überkippt. Daraus ergibt sich ein asymmetrischer Bau der Nahr el Kebir-Bruchmulde.

Im SE, bei Haffe, ist eine flache Aufsattelung der Schichten ausgebildet (Haffe-Sattel). Dort streichen Obermiozänschichten an den Flanken und Helvet im Kern dieses Sattels aus. Das Einfallen der Schichten ist, an beiden Sattelflanken, sehr flach (maximal 8°). Die Sattelachse streicht NNE-SSW und taucht flach (ca. 5°) nach WSW unter Pliozänsedimente ab. Die Struktur ist im NE von einer Störung gegen die Oberkreide des Dj. Al Nusseiriyeh abgeschnitten. Es liegt deshalb kein geschlossener Sattel vor.

Außer dem Haffe-Sattel existieren im Untersuchungsgebiet keine Schichtverbiegungen mehr. Die an der W-Flanke der Depression bei Tchegourdjaq beobachteten Schichtverbiegungen sind Flexuren, die durch Mitschleppung an den Lattakia-Kilis-Begleitstörungen entstanden sind (vgl. Beil. 1, Profil E-F).

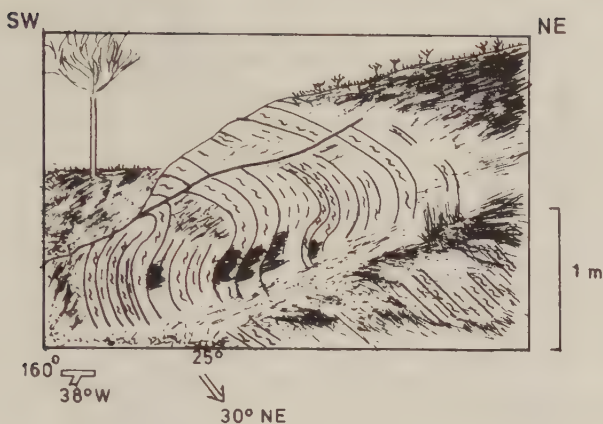


Abb. 13: Stark gequetschte und verfaltete Radiolarite, umsäumt von Eruptiv-Gesteinen. Bei Qastal Moaf, an der Straße Lattakia-Kessab.

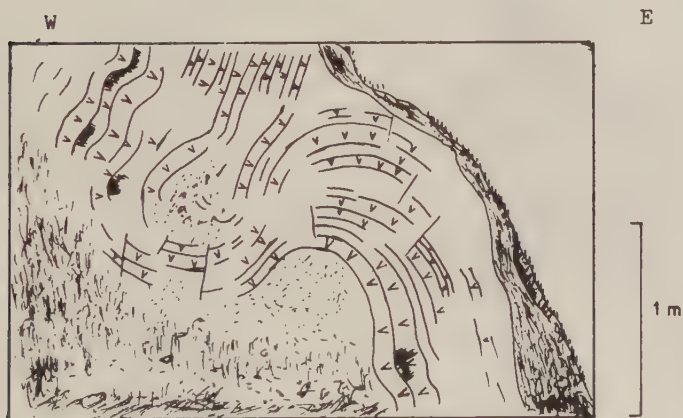


Abb. 14: Atektonische Falte in Obermiozängipsen, ca. 1 km östlich Zoubar. Die Faltung ist wahrscheinlich durch Raumwachstum infolge von Wasser-Aufnahme bei der Umbildung von Anhydrit in Gips entstanden.

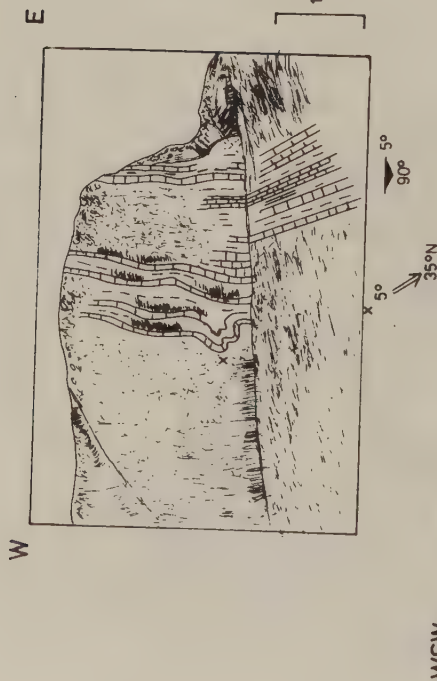


Abb. 16: An der Lattakia-Kilis-Randstörung
steil gestelltes Mesozoikum.
Dj. Jead, S-Küste bei Lattakia.

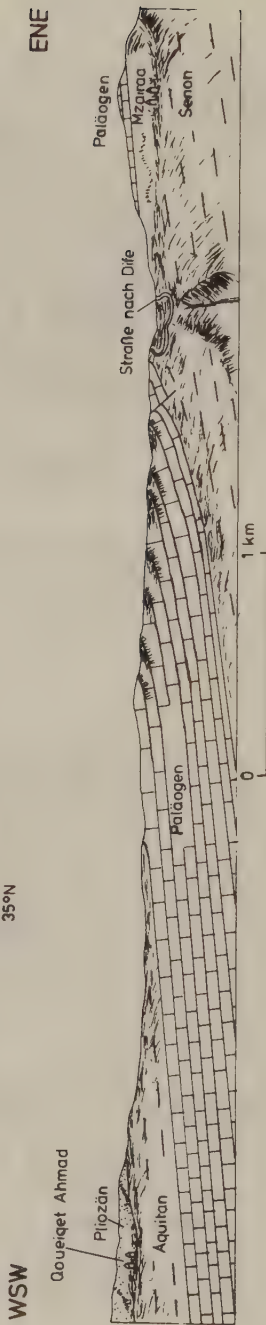


Abb. 15: Flaches WSW-Einfallen (ca. 8° - 12°) der E-Flanke der
Nahr el Kebir-Bruchmulde im Raume Mzaira.

2.3.2. Störungen

Entsprechend der NNE-SSW-Erstreckung der Nahr el Kebir-Bruchmulde streichen die Störungen in der Mehrzahl 10° - 30° und fallen größtenteils sehr flach bis sehr steil nach NW bis W ein. Diese Richtung haben auch speziell die Störungen der Lattakia-Kilis-Randstörung und ihre parallel verlaufenden Begleitstörungen.

Ein im Poldiagramm (Abb. 17) weniger betontes Maximum zeigt ein SE-Einfallen an. Diese NNE-SSW verlaufenden Störungen werden an fast senkrecht dazu stehenden (120°) Störungen versetzt, die überwiegend nach NE einfallen.

An der E-Flanke der Mulde treten die NW-SE streichenden Störungen häufiger auf als an der W-Flanke.

Die Störungen lassen sich altersmäßig in präpaläogene, präpliozäne und postpliozäne Bewegungsphasen gliedern.

2.3.2.1. Präpaläogene Störungen

Dieser ältere Bewegungsakt wird durch eine 30° streichende Störung im NE-Teil des Arbeitsgebietes dokumentiert. An dieser Störung (Cheq el Ajouz) sind Maastricht-Sedimente steilgestellt und diskordant von horizontal liegendem Paläogen überlagert. Die Störung, die im Streichen über 12 km verfolgbare ist, zeigt Abschiebungscharakter. Der Bewegungssinn der Störung wird durch die unterschiedliche Mächtigkeit der Maastricht-Sedimente belegt. Entlang der NW-Scholle sind diese Sedimente mit nur 20-30 m Mächtigkeit vorhanden, während sie an der SE-Scholle bis zu 150 m Mächtigkeit erreichen.

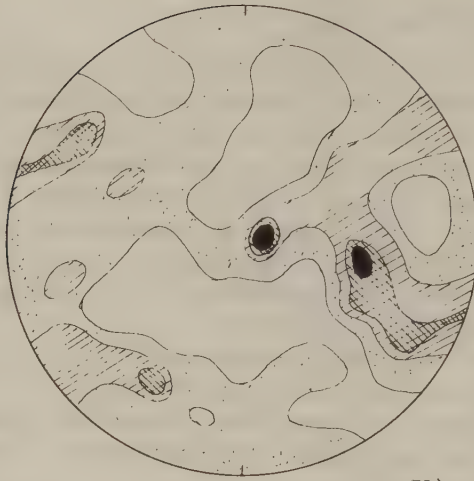
In der SE-Ecke des Untersuchungsgebietes, ca. 1,7 km westlich Mzairaa, ist auch eine derartige Störung zu beobachten. Sie streicht hier 50° und fällt 65° nach SE ein (Abschiebungscharakter). Auch hier erreicht die Mächtigkeit der Maastrichtschichten 300 m in der SE-Scholle, während sie nur 50 m in der gehobenen Scholle beträgt (Abb. 18).

2.3.2.2. Präpliozäne Störungen

NNE-SSW streichende präpliozäne Störungen sind an beiden Flanken der Mulde weit verbreitet. An der W-Flanke bilden sie als Ausdruck des jüngsten Bewegungsaktes des Lattakia-Kilis-Störungssystems die tektonische Grenze zwischen Ophiolitkomplex (im W) und Bruchmulde (im E). Sie zeigen generell sowohl Auf- wie Überschiebungscharakter. Die Hauptstörung zwischen den Ophio-

Beilage 6

Störungen



0-1-2-4-5%

(75)

N

Rillungen



0-2-4-5%

(57)

Abb. 17: Poldiagramme für Störungen und Rillungen in
der Nahr el Kebir-Depression.

liten und neogenen Sedimenten ist von der türkischen Grenze im N bis Rastine im S verfolgbar. Zwischen Rastine und Lattakia ist sie von Pliozän verdeckt. Ihr Verlauf läßt sich hier nach gravimetrischen Untersuchungen jedoch gut erkennen. Zwischen der türkischen Grenze und der Ortschaft Qouljoq Peunar bleibt die Störung sehr steil (80° - 90°). In diesem Bereich wird sie von einem fast saiger stehenden, schmalen Mitteleozänband begleitet. Weiter südlich geht die Störung in eine Überschiebung über, wodurch mittelmiozäne, aquitane und burdigale Sedimente tektonisch unterdrückt werden. In der Umgebung von Guebelli liegen an mehreren Stellen mitteleozäne Nummulitenkalke auf Aquitan (Abb. 19). KAZMIN (1962, S. 168) deutete ähnliche isolierte Vorkommen von Nummulitenkalken als Erosionsreste, die im Aquitanmeer Inseln bildeten. Die Untersuchung dieser Paläogen/Aquitane-Grenze zeigte jedoch ihren tektonischen Charakter (vgl. Beil. 1, Querprofil E-F). 500 m östlich Guebelli ist an dieser Grenze eine 30 cm-breite tektonische Brekzie entwickelt. Ferner ist eine grobe Rillung an der Basis des Nummulitenkalkes ausgebildet. Die Rillung streicht 150° und taucht sehr flach (10°) nach NW ab. Die Schubweiten erreichen hier maximal 1 km.

Eine sehr flache Überschiebung von Ophioliten und Paläogen auf Aquitan ist bei Merrane gut aufgeschlossen. Die Ophiolithscholle ist hier ca. 500 m nach SE überschoben.

Südlich Merrane wird die Randstörung wieder steiler und geht in eine Aufschiebung über. Am äußersten S-Rand des untersuchten Gebietes sind bei Lattakia an den NNE-SSW verlaufenden Störungen die Schichten des Mitteleozäns bis zur Saigerstellung aufgerichtet (Abb. 16).

Diese westliche Randstörung wird fast durchgehend von parallelen Störungen begleitet, die überwiegend -wenn sie nahe der Randstörung liegen- Pressungscharakter zeigen (Abb. 20).

Zwischen der türkischen Grenze und der Ortschaft Qouljoq Peunar bildet die Begleitstörung eine Aufschiebung, an der die Schichten bis zur Saigerstellung aufgerichtet wurden. Örtlich wurde überkippte Lagerung beobachtet.

Weiter südlich geht die Aufschiebung in eine SE-vergente Flexur (vgl. Beil. 1, Profil E-F und Beil 3) über, in der die SE-Flanke steiler (70° - 80°) als die NW-Flanke (15° - 20°) einfällt. Die Flexurachse streicht ca. 30° . Bei Guebelli steigert

WSW

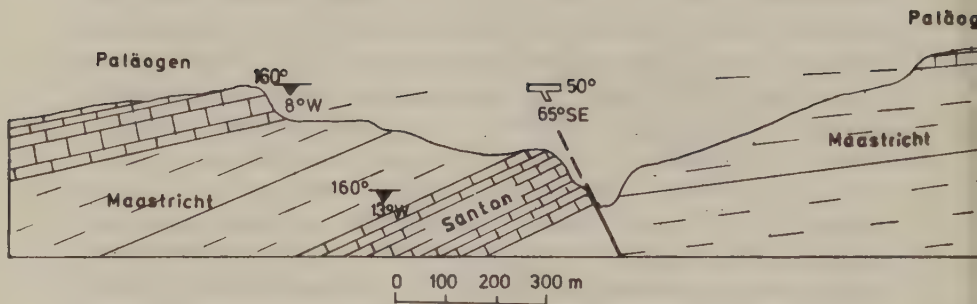


Abb. 18: Maastricht gegen Santon abgeschoben. Das Paläogen liegt auf gleichem Niveau ungestört auf beiden Seiten der Störung (präpaläogene Störung). 1,5 km westlich Mzairaa, Straße nach Brianis.

ESE

WNW

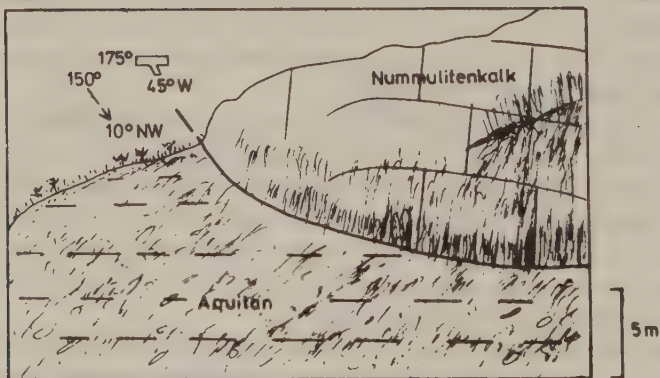


Abb. 19: Mitteleozän (Nummulitenkalk) überschoben auf Aquitan (= Lattakia-Kilis-Störung). 500 m östlich Guebelli.

Grundriß - Skizze



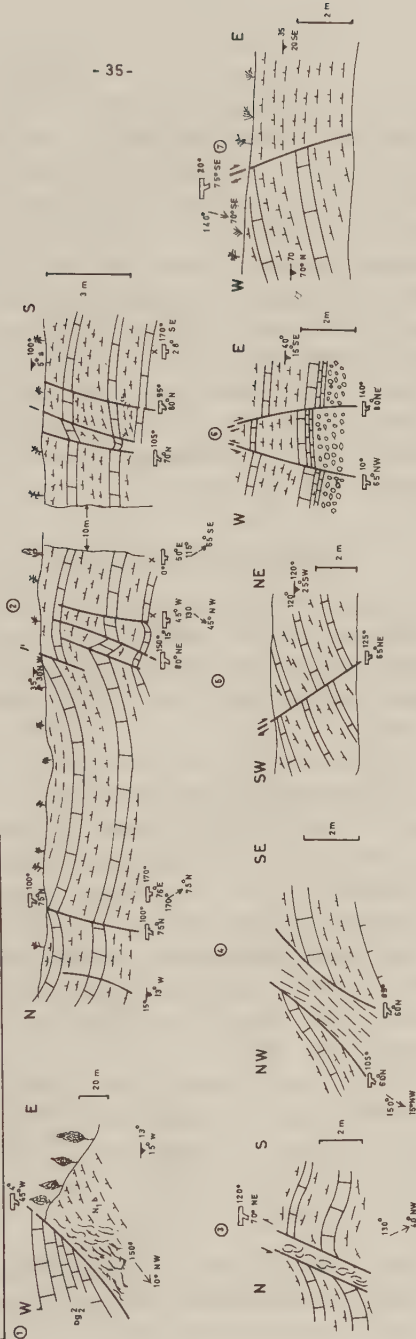
Abb: 20

Profile durch das Neogen an der Strasse

Guebelle - Msibine

Aufschiebungen im Westen, nahe der Lattakia - Kilis - Störung (Profile 1, 2, 4)

Abschiebungen im Osten, im Depressionszentrum (Profil 5.5.7)



sich die Flexur allmählich nach S wieder zu einer Abschiebung.

An der E-Flanke der Nahr el Kebir-Bruchmulde sind präpliozäne Störungen zwischen Khan el Jouz bis südlich Haffe zu verfolgen. Sie zeigen überwiegend Abschiebungscharakter. An diesen Störungen ist die E-Flanke der Bruchmulde (Helvet-Torton) treppenartig gegen Kreide des Dj. Al Nusseiriyeh abgesunken. Da Helvet in diesem Gebiet größtenteils Cenoman und Maastricht direkt transgressiv aufliegt, ist anzunehmen, daß die Sprunghöhe der Störungen nicht bedeutend ist (ca. einige zehn Meter).

Die tiefgreifende Prähelvet-Erosion deutet auf eine Hochlage des Raumes hin, die tektonisch angelegt wurde. Es ist zu vermuten, daß die Störungen prähelvetisch angelegt und präpliozän wieder belebt wurden.

2.3.2.3. Postpliozäne Störungen

Postpliozäne Störungen sind längs der E-Flanke zwischen Babanna und Hobeite verbreitet. Südlich Babanna sind an einer 65° streichenden und 35° SE-fallenden Störung Cenoman-Schichten auf Pliozän überschoben. Die Rillung streicht 130° und taucht 30° nach SE ab.

E-W bis NW-SE verlaufende Störungen treten zahlenmäßig gegenüber den NE-streichenden Störungen zurück. Im allgemeinen versetzen sie die NE-streichenden Störungen. Ihr postpliozänes Alter ist im SE-Teil des Untersuchungsgebietes an mehreren Stellen zwischen Babanna und Hobeite nachzuweisen. In den Aufschlüssen bei Lattakia zeigen sie Abschiebungscharakter (Abb. 21).

Die E-W Richtung wird im Bassitkomplex durch die Salderene-Störung, die Dj. Aqraa vom Ophiolitkomplex abtrennt, dokumentiert. In den Aufschlüssen bei Guebelli zeigen sie Abschiebungscharakter (Abb. 20).

Die Rillungen zeigen, wie erwartet, ein senkrecht zur Hauptstörungsrichtung gerichtetes (NW-SE) Maximum mit sehr steilem bis sehr flachem Abtauchen nach beiden Seiten (vgl. Abb. 17).

2.3.3. Klüftung

Die Ergebnisse der kluftstatistischen Untersuchung zeigen eine deutliche Beziehung der Kluftrichtung zu der vorherrschenden NNE-SSW-Hauptstörungsrichtung (vgl. Beil. 2).

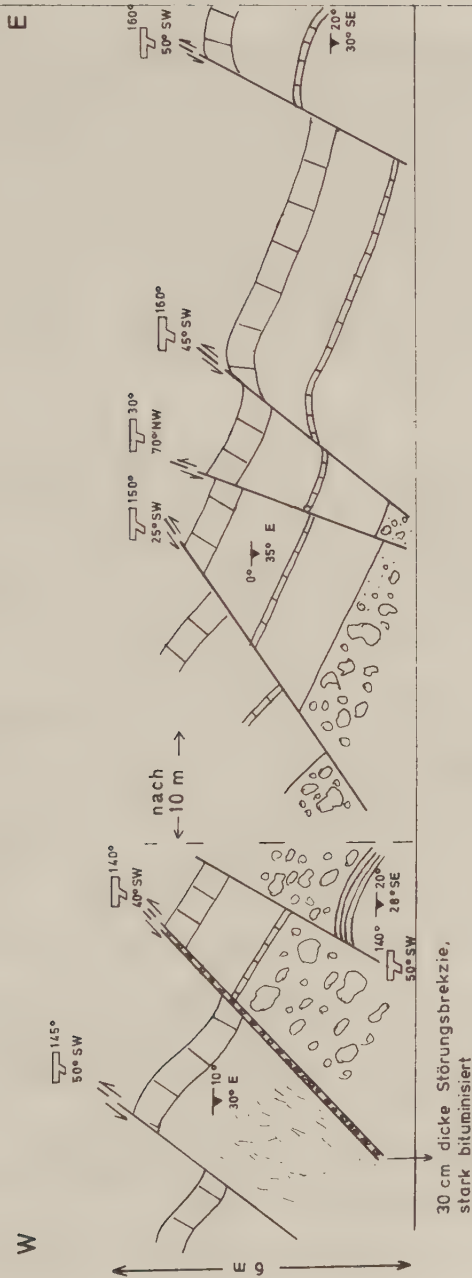


Abb. 21: Kleine antithetische Abschiebungen im Mitteleozän.
An der E-Küste bei Lattakia.

Die Kluftdiagramme von der W-Flanke der Bruchmulde zeigen übereinstimmend ein ESE-WNW (100° - 110°) gerichtetes Maximum mit steilem Einfallen (80° - 90°) nach beiden Seiten (vgl. Poldiagramm IV in der tekton. Karte). Diese Klüfte bilden die senkrecht zur Hauptstörungenrichtung stehende Zerrklüftung. Häufig führen diese Klüfte mm-breite Bestege von Kalzit und Asphalt. Im Gebiet von Soulassse weicht die Richtung der Hauptmaxima ab. Sie streicht hier etwa NNW-SSE (150° - 160°) (vgl. Poldiagramm V). Die Abweichung ist wahrscheinlich auf eine Schollenkipfung längs der im Nahr el Kebir-Tal verlaufenden Querstörung zurückzuführen. Im gesamten N-Teil der W-Flanke tritt neben der beschriebenen Hauptrichtung ein weniger betontes Kluft-Maximum mit NW-SE-Streichen (140° - 160°) auf.

In der Bassit-Area, westlich des Lattakia-Kilis-Störungssystems, zeigen die Poldiagramme ein E-W gerichtetes Hauptmaximum der Klüfte. Im N-Teil des Massivs fallen die Klüfte nach N (Poldiagramm I), im S-Teil dagegen nach S ein (Poldiagramm II) und sind im allgemeinen weniger steil. Die unterschiedliche Fallrichtung ist vermutlich durch Schollenkipfung längs der großen Querstörung, die im Bassitkomplex den Quesuel-Dagh vom SE-Massiv (KAZMIN 1962, S. 196) abtrennt, verursacht (vgl. Abb. 22).

An der E-Flanke der Bruchmulde, zwischen Kfarie und Mzairaa, ist die Hauptrichtung der Klüfte mit der von der W-Flanke identisch. Sie haben ESE-WNW-Streichen mit steilem Einfallen nach beiden Seiten (Beil. 2, Poldiagramm IX). Im N-Teil dieser Flanke nördlich Khan el Jouz ist die Hauptrichtung SE-NW (Poldiagramm VIII). Diese Abweichung im Streichen in diesem Bereich ist vermutlich durch den unterschiedlichen Verlauf der Störung, die 30° bis 60° streicht, hervorgerufen. Diese sind auch als Zerrklüfte zu deuten.

Im Depressionszentrum treten zwei fast senkrecht aufeinander stehende Kluft-Maxima, mit ENE-WSW-Richtung und NNW-SSE-Richtung auf. Nach ihrer räumlichen Anordnung im Kern der Mulde kann man sie als Scherklüfte ansehen.

Es ist zu bemerken, daß die ENE-WSW verlaufenden Klüfte meist mit Asphalt oder Kalzit gefüllt sind, während die NNW streichenden Klüfte nur selten Kluftfüllungen zeigen.

3. Ökonomische Geologie (Asphalt und H_2S -haltige Wässer)

Bei eingehenden Untersuchungen wurden neben den bekannten noch 15 Asphaltvorkommen und 6 Quellen mit H_2S -haltigen Wässern beobachtet (vgl. Abb. 22). Asphalt tritt ausschließlich auf Störungen oder Zerrklüften auf und beweist damit den sekundären Charakter der Bitumenführung. Da die Quellen mit H_2S meistens in Obermiozängipsen austreten, kann der H_2S -Gehalt als Reduktionsprodukt der Sulfate durch organische Stoffe (Hydrokarbon) gedeutet werden. Bei stärkerer Reduktion ist es sogar zur Bildung von freiem Schwefel, der in der Nähe von Quarzite zu beobachten ist, gekommen.

4. Zur Frage der Erdölmuttergesteine

Nach Untersuchungen im Gebiet von Kfarie deutete WETZEL (1939) die Senonmergel als Muttergesteine. Dieselbe Auffassung vertritt DUBERTRET (1940), der das bituminisierte Senonvorkommen an der Straße Lattakia-Kessab, nördlich des Nahr el Qandils, als typisches Erdölmuttergestein ansieht. Nach neuen stratigraphischen Untersuchungen von KAZMIN (1962) handelt es sich hierbei um Paleozän-Untereozän-Gesteine.

Die Senon-Sedimente sind an der E-Flanke nicht oder in sehr geringer Mächtigkeit entwickelt und scheiden somit als Muttergestein für das dortige große Asphaltvorkommen von Kfarie aus.

Gegen die Auffassung einer Herkunft der Kohlenwasserstoffe aus Senonmergeln sprechen folgende Beobachtungen:

1. In mehreren Aufschlüssen sind Cenomankalke stark von Asphalt imprägniert, während die hangenden Mergel des Senons völlig bitumenfrei sind.
2. In der Lagerstätte Kfarie sind örtlich große Abschnitte des Maastrichts erosiv abgetragen worden, ehe die Kohlenwasserstoffe an jüngeren Störungen in verschiedene Schichten (Cenoman bis Helvet-Torton) migriert sind.
3. KAZMIN (1962) erwähnt im Dj. Aqraa längs vertikalen Störungen stark bituminierte oberjurassische und kretazische Kalke und schließt daraus auf eine Herkunft der Kohlenwasserstoffe aus älteren Schichten.

Da im Dj. Al Nusseiriyeh Jurakalke bitumenfrei vorliegen, werden die Erdölmuttergesteine triadisch oder älter sein.



- Asphalt-Vorkommen
- ▼ Quellen mit H_2S haltigen Wässern



Ophiolit-Komplex



Ophiolit-Komplex bedeckt mit
Paläogen u. Neogen



Kreide



Paläogen und Neogen

Übersichtskarte

zur Lage und Verteilung von
Asphalt-Vorkommen.

5. Zusammenfassung

Im Untersuchungsgebiet reicht die ausstreichende Schichtenfolge von der Oberkreide (Cenoman) bis zum Neogen.

Die Tektonik des bearbeiteten Gebietes wird durch das NNE-SSW gerichtete Lattakia-Kilis-Störungssystem bestimmt.

Westlich des Störungssystems herrscht größtenteils intensive Auf- bis Überschiebungstektonik, während östlich davon leichte Bruchtektonik mit Ab- und selten Aufschiebungscharakter besteht.

Längs dieses Störungssystems ist die NW-Scholle auf die SE-Scholle aufgeschoben und markiert dadurch die NW-Flanke der Nahr el Kebir-Bruchmulde. Die SE-Grenze dieser Mulde ist durch NE-SW verlaufende Staffelbrüche am Dj. Al Nusseiriyeh gekennzeichnet.

Die erwähnten NE und NNE streichenden Störungen sind überwiegend präeozän angelegt. Sie werden von jungen (postpliozänen) Querstörungen versetzt.

Das Lattakia-Kilis-Lineament ist vermutlich präkambrisch angelegt. Es trennt hier den nördlichen, ~~assyrisch~~ gefalteten Bereich im NW vom nördlichen arabischen Schild im SE. Da im bearbeiteten Gebiet Paläozoikum nicht ausstreicht, sind keine direkten Aussagen über die Wirksamkeit dieser Geosutur in früherer Zeit möglich. Erst an der Wende Jura-Kreide läßt sich durch unterschiedliche Entwicklung auf ihren beiden Seiten eine Bewegung, die der jungkimmerischen Phase zugeordnet werden kann, längs der Geosutur feststellen, bei der die NW-Scholle sich absenkte. Während in der NW-Scholle (Bassitkomplex) bei Kepir isolierte Blöcke vorliegen, die entsprechend ihrer Fossilführung ins Neokom einzustufen sind, transgrediert dagegen östlich der Störung (Dj. Al Nusseiriyeh) überall erst Apt auf Jura. Die Schichtenfolge Alb bis Cenoman-Turon ist an beiden Seiten der Störung unterschiedlich mächtig entwickelt. Ihre Mächtigkeit erreicht in der W-Scholle (Dj. Aqraa) 1100 m, während sie östlich der Störung (in Dj Al Nusseiriyeh) nur 650 m beträgt.

Zwischen Cenoman und Maastricht besteht im Dj. Al Nusseiriyeh eine Schichtlücke (große Abschnitte des Turons, Coniac (?) und Campan). Dies ist nur in der NW-Scholle entwickelt. Dies alles macht eine Reaktivierung des Lattakia-Kilis-Lineamentes mit der gleichen Bewegungstendenz (Absenken der NW-Scholle) wahrscheinlich (subherzynische und laramische Phasen), die

ihren Höhepunkt in der Bildung der Ophiolite im Maastricht erreichte. Zwischen Obermaastricht und Untereozän ist nach mächtiger, homogener Sedimententwicklung im Bereich der NW-Scholle mit deren weiterem Absinken zu rechnen.

Erst an der Wende Unter-/Mitteloazän setzte längs des Lattakia-Kilis-Lineamentes ein umgekehrter Bewegungssinn ein, indem nun die NW-Scholle gegenüber der SE-Scholle ungleichmäßig gehoben wurde. Mitteloazän ist im NW in Nummulitenkalk-, im SE aber in Kalk-Mergel-Fazies entwickelt.

Schichtausfälle im Obereozän und Oligozän (nur in schmalen Gräben, wie nördlich Jisr Ash Shagour, erhalten) deuten auf eine Hebung der Gebiete westlich des Al Ghab-Störungssystems. Dieser Bewegungsakt fällt zeitlich in die savische Phase.

Die einheitliche Ausbildung des Mittelmiozäns läßt keine Untergliederung in Helvet und Torton zu. Der oberste Teil dieser Schichtenfolge wurde auf Grund seiner charakteristischen kalkigen Ausbildung als Übergangszone Mittel-/Obermiozän ausgeschieden.

Während des Miozäns und Pliozäns lassen sich immer wieder Hebungen der NW-Scholle längs des Lattakia-Kilis-Störungssystems nachweisen.

Mit den jüngsten tektonischen Bewegungen, die die heutige morphologische (Depression) und tektonische (Mulde) Gestalt (= konkordante Morphogenie) der Nahr el Kebir-Depression geschaffen haben, ist auch der Aufstieg von Erdöl verbunden, das von Störungen und Klüften ausgehend in verschiedene stratigraphische Einheiten (Jura bis Pliozän) migrierte.

Entsprechend der NNE-SSW-Erstreckung der Nahr el Kebir-Bruchmulde streichen die Störungen in der Mehrzahl (10° - 30°). Sie lassen sich im Untersuchungsgebiet in präpaläogene, präpliozäne und postpliozäne Bewegungsphasen gliedern.

Die Schichten streichen im bearbeiteten Gebiet generell auch NNE-SSW und fallen verschieden steil zum Zentrum der Mulde ein. Während an der E-Flanke ein flaches (8° - 10°) Einfallen nach W (auch WNW und WSW) besteht, sind die Schichten an der W-Flanke, längs des Lattakia-Kilis-Störungssystems, bis zur Saigerstellung aufgerichtet. Im Zentrum der Mulde herrscht eine fast horizontale Schichtenlagerung. Im SE ist bei Haffe eine flache Aufsattelung der Schichten ausgebildet. Die an der W-Flanke der Mulde bei Tchegourdjaq beobachteten Schichtenverbiegungen sind Flexuren.

6. Literaturverzeichnis

- ATFEH, S. : The asphalt-quarries of Kfarie. - Report in Department of geological research and mineral resources. Damascus 1960.
- BALIEY, E. & Mc CALLEIN, W. J. : Serpentine lava, the Ankara melange and the Anatolian thrust. - Transac. Roy. Soc. Edinb. 62, 11, Edinburgh 1953.
- BLANCKENHORN, M. : Grundzüge der Geologie und physikalischen Geographie von Nord Syrien. - Berlin 1891.
- : Syrien, Arabien und Mesopotamien. Handb. region. Geol., 5, 17, Heidelberg 1914.
- BLUMENTHAL, M. : Die Grenzzone zwischen Syrischer Tafel und Tauriden in der Gegend des Amanos. - Ekl. Geol. Helv., 31, 2, Basel 1938.
- BOUCART, J. : Recherches stratigraphiques sur le Pliocene et le Quaternaire du Levant. - Bull. Soc. geol. Fr., 10, Paris 1940.
- BROWNE, R. V. : Final report on well Bafloun 1. - Syria Petroleum Company, Aleppo 1948.
- CHAUTARD, J. : Les gisements des roches asphaltiques de Lattaquie. - Mem. Soc. ingrs. civ. Fr. 84, Paris 1931.
- DEAN, W. T. & KRUMENACHER, R. : Cambrian trilobites from the Amanos mountains, Turkey. - Paleontology , 4, 1, London 1961.
- DUBERTRET, L. : Le Miocene en Syrie et au Liban. Not. mem. Haut. Comm. Rep. Fr., 1, Paris 1933.
- : Stratigraphie des region recouvertes par les roches vertes du Nord-Quest de la Syrie. - C. A. Acad. Sci. 203, Paris 1936.
- : Le Massif Alaouite. - Not. mem., 2, Paris 1937.
- : Sur la genese et l'age les roches vertes Syriennes. - C. r. Acad. Sci. 209, Paris 1939.
- : Le Senonian dans les regions d'Antioche et de Lattaquie. C. r. Acad. Sci. 210, Paris 1940.
- : Sur l'age volcanisme en Syrie et au Liban. - C. r. Soc. geol. Fr., 1940.
- : Sur la limite Nord du plateau Syrien. - C. r. Soc. geol. Fr., 6, Paris 1947.
- : Carte geologique au 1:200 000 Fueille d'Antioche. - Damascus 1953.

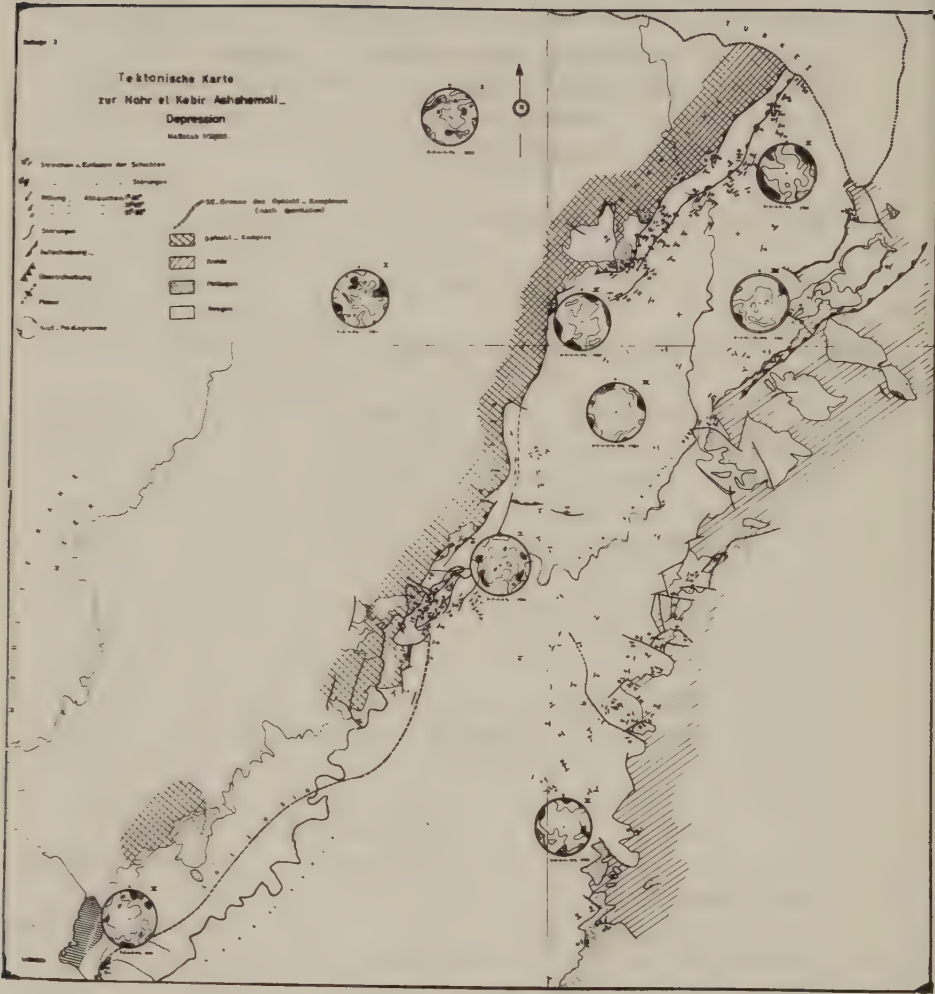
- DUBERTRET, L. : Geologie des roches vertes du Nord-Quest de la Syrie et du Hatay. - Mus. Hist. Not. mem., 6, Paris 1955.
- : Lexique stratigraphique International. Liban, Syrie, Jordanie. - Paris 1960.
- ERENTÖZ, C. & TERNEK, Z. : Oil possibilities in the sedimentary basins of Turkey. - 5 th world Petr. Cong. Sec. 1, New York 1959.
- GRAY, K. W. : Tectonic window in south-western Iran. - Quart. Journ. Geol. Soc. 105, 2, 1950.
- INGHAM, F. : Cyprus. In: Lexique stratigraphique International, Vol. III, Con. Nat. r. Sci., Paris 1963.
- IVANHOE, : Crustal movements in the arabian region. - Geotimes, 12, 10, Washington 1967.
- JAUQUET, T. : Une faune du miocene dans la vallé du Nahr el Kebir - C. r. Soc. geol. Fr., 3, Paris 1933.
- KAZMIN, V. G. : Report on the geological survey carries out in 1958-1961. Parts of sheets of the geological map of Syria: J-36-XXIV-4b, J-37-XXIV-4d, J-37-XIX-3c, Moscow 1962.
- KOBER, L. : Geologische Forschung in Vorderasien, das Taurusgebirge. - Denkschr. Akad. Wiss. math. Naturwiss. Kl., 91, Wien 1915.
- PINARD, N. & LAHN, E. : Nouvelle consideration sur la tectonique de l'Anatolie (Turquie, Asie Mineure). - Bull. Soc. geol. Fr., 5, Paris 1955.
- PONIKAROV, V. P. : The geological map of Syria. Scale 1:200 000, sheet J-37-XIX, J-36-XXIV, (Lattakia). - Explanatory notes, Moscow 1966.
- : The geology of Syria. - Explanatory notes on the geological map in 1:500 000, Moscow 1967.
- PROTASEVITCH, L. T. & KURBATOV, V. P. : Geological map of Syria, part of sheet J-37- I (Aleppo) in 1:200 000, Moscow 1962.
- RIGO & CORTESINI: Gravity tectonic in the foothills of Taurus (SE-Turkey). - Amer. Assoc. Petrol. Geol. 48, Tulsa 1964.
- SCHOTT, W. : Oil and gas possibilities in Syria. - Amt für Bodenforschung. - Hannover 1955.
- SCHWAN, W. : Geologisches Auftreten und Entstehung der Kiesel-schiefer (Lydite). - Geologica 11, Berlin 1952.

- SHALABI, T. : Geological studies on sulphur-occurences near Haffe. - Report in Department of geological research and mineral resources, Damascus 1953.
- SHUEIKI, A. : Report on micropaleontological investigation of samples from Nahr el Kebir-region. - Damascus 1969.
- WETZEL, R. : The asphalt-quarries of Kfarie (upper Nahr el Kebir-area). - Report of the petroleum Concession (Syria and Libanon), Deir ez zor 1939.

Tektonische Karte
zur Nahr el Kabir Ashshemali...
Depression
Maßstab 1:100.000

Verfahren u. Entzifferung der Symbole

- | | | | |
|--|-----------|--|--|
| | Störungen | | NE-Grenze des Oghulid-Komplexes
(nach Benthien) |
| | Faltungen | | Oghulid-Kalyptra |
| | Schiebung | | Ebnat |
| | Schiebung | | Paläozoikum |
| | Faltungen | | Mesozoikum |
| | Faltungen | | Käst- und Paläozoikum |



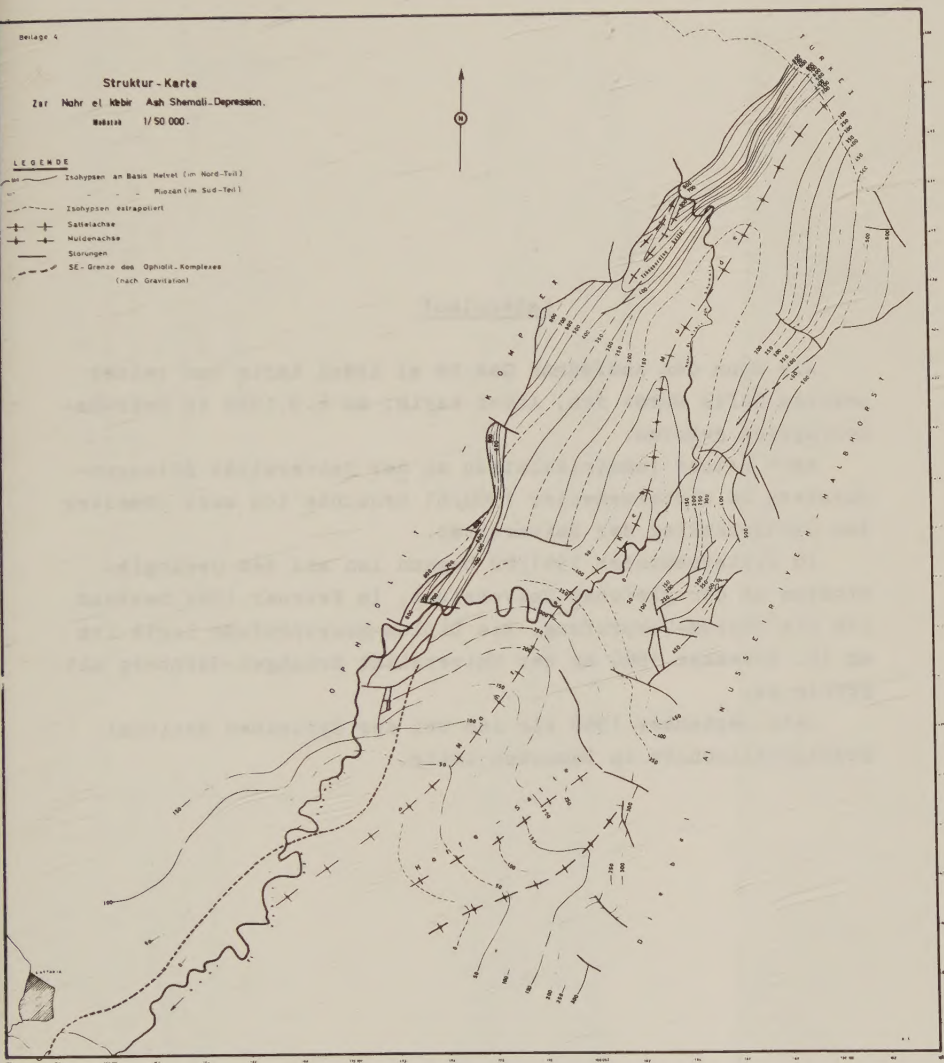
Struktur-Karte

Zur Nahr el Kabir Ash Shemali-Depression.

Mastab 1/50 000.

LEGENDE

- Isohypsen an Basis Helvet (im Nord-Teil)
- - - - - Isohypsen extrapoliert
- + + + Sattelachse
- + + + Muldenachse
- Störungen
- - - - - SE-Grenze des Ophiolit-Komplexes (nach Gravitation)



Lebenslauf

Als Sohn des Kaufmanns Gassim el Abdul Karim und seiner Ehefrau Safia wurde ich, Abdul Karim, am 6.9.1938 in Deir-Ez-Zor/Syrien geboren.

Nach meiner Immatrikulation an der Universität Erlangen-Nürnberg im Wintersemester 1960/61 besuchte ich zwei Semester das Studienkolleg der Universität.

Im Wintersemester 1961/62 begann ich mit dem Geologiestudium an der gleichen Universität. Im Februar 1964 bestand ich die Diplom-Vorprüfung. Die Diplom-Hauptprüfung legte ich am 15. November 1966 an der Universität Erlangen-Nürnberg mit Erfolg ab.

Seit September 1968 bin ich bei der Syrischen National Erdölgesellschaft in Damaskus tätig.

